

56741

D348

GEWISSE REAKTIONEN UND TRANSPORTPROZESSE IN OBERFLÄCHENNAHEN SEDIMENTEN

Aus dem Institut für Meereskunde
an der Universität Kiel

1.1	Der Reaktionsort: Sedimentoberfläche	2
1.2	Die Sediment/Wasser-Grenzfläche im chemischen Austausch	3
1.3	Die chemischen Reaktionen: Säure, Fäulung, Fällung	7
1.4	Die Transportprozesse für partikuläre und gelöste Stoffe	13
1.4.1	Spezifische Akkumulation und bioturbate Partikelbewegung	14
1.4.2	Gelöste Stoffe: Diffusion und bioturbater Lösungstransport	15
1.5	Die benthischen und pelagischen Stoffezyklen	21

**CHEMISCHE REAKTIONEN UND
TRANSPORTPROZESSE IN
OBERFLÄCHENNAHEN SEDIMENTEN
BOREALER UND POLARER MEERESGEBIETE**

1	Der Meeresboden als chemisches Reaktionszentrum	25
1.1	Conceptueller Rahmen für die zeit/räumliche Variation der Prozesse	26
1.1.1	Die Sedimentationsregime als Rahmen für saisonale Variation	26
1.1.2	Die Sedimentverteilung als Rahmen für laterale Variation	30
1.2	Transportprozesse	40
1.2.1	Geographische Verteilungsprozesse für feste Sedimentbestandteile	40
1.2.2	Transportprozesse für gelöste Komponenten	46

Als Habilitationsschrift

der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel

1.3	Abbau	52
1.3.1	Sedimentorganischer Kohlenstoff	52
1.3.1.1	Verteilung im ozeanischen Sedimenttypen	52
1.3.1.2	Merkmale des organischen Kohlenstoff	54
1.3.1.3	Spezifikationen von organischen Substraten	55
1.3.2	Rolle für Oxidations-/Reduktions- und Freisetzung von Abbauprodukten	56
1.3.2.1	Der Kohlenstoff von O ₂ -Bilanzmittelverbrauch und Freisetzung	56
1.3.2.2	Zusammensetzung des Kohlenstoff für O ₂ -Säuerung, C _{org} -Oxidation und Freisetzung von Abbauprodukten	72
1.3.2.3	Feuerstoffhaushalt: saisonale und räumliche Variation	74
1.3.2.4	Stickstoffhaushalt: saisonale und räumliche Variation	84
1.3.2.5	Schwefelhaushalt: saisonale und räumliche Variation	90
1.3.3	Freisetzung von Ammonium	96
1.4	Fluss- und Massensinkung für Kohlenstoff, Stickstoff und Phosphor	103
1.4.1	Die Sedimentoberfläche als chemisches Reaktionszentrum	104
1.4.2	Die Land- und Meeres- Im Frühjahr 1989	111

vorgelegt von

Wolfgang Balzer

Kiel

Im Frühjahr 1989



CHEMISCHE REAKTIONEN UND TRANSPORTPROZESSE IN OBERFLÄCHENNAHEN SEDIMENTEN BOREALER UND POLARER MEERESGEBIETE

1 EINFÜHRUNG UND ÜBERBLICK	1
1.1 Der Reaktionsort: die Sediment/Wasser-Grenzfläche	3
1.2 Die Sediment/Wasser-Grenzfläche im ozeanischen Kreislauf	5
1.3 Die chemischen Reaktionen: Abbau, Lösung, Fällung	7
1.4 Die Transportprozesse für partikuläre und gelöste Stoffe	12
1.4.1 Festkörper: Akkumulation und bioturbate Partikelmischung	12
1.4.2 Gelöste Stoffe: Diffusion und bioturbater Lösungstransport	15
1.5 Die borealen und polaren Meeresgebiete	21
2 FORSCHUNGSSTRATEGIEN FÜR UMSÄTZE AN DER SEDIMENT/WASSER-GRENZFLÄCHE	24
2.1 Vergleich von Sedimentation und Akkumulation	24
2.2 Direkte Messungen von Umsatzraten am und im Sediment	25
2.3 Modellierung von Konzentrationsverteilungen im Sediment	27
2.4 Massenbilanzen für teilweise abgeschlossene Meeresgebiete	33
3 DIE KIELER BUCHT ALS BOREALES FLACHWASSERSYSTEM	35
3.1 Konzeptioneller Rahmen für die raum/zeitliche Variation der Prozesse	35
3.1.1 Das Sedimentationsregime als Rahmen für saisonale Variation	36
3.1.2 Die Sedimentverteilung als Rahmen für laterale Variation	38
3.2 Transportprozesse	40
3.2.1 Bioturbate Mischungsprozesse für feste Sedimentbestandteile	40
3.2.2 Transportprozesse für gelöste Komponenten	46
3.2.2.1 Molekulare Diffusion	46
3.2.2.2 Bioturbater Lösungstransport	47
3.2.2.3 Porenwasserverdrängung als Folge von Salzgehaltsänderungen	55
3.3 Abbau organischer Substanz	59
3.3.1 Sedimentäre organische Substanz	59
3.3.1.1 Verteilung in verschiedenen Sedimenttypen	59
3.3.1.2 Herkunft der organischen Substanz	63
3.3.1.3 Akkumulation von organischer Substanz	65
3.3.2 Raten für Oxidationsmittelverbrauch und Freisetzung von Abbauprodukten	70
3.3.2.1 Das Muster von Oxidationsmittelverbrauch und Freisetzung	70
3.3.2.2 Zusammenhang der Raten für O ₂ -Zehrung, C _{org} -Oxidation und Freisetzung von Abbauprodukten	72
3.3.2.3 Sauerstoffzehrung: saisonale und räumliche Variation	79
3.3.2.4 Nitratreduktion: saisonale und räumliche Variation	84
3.3.2.5 Sulfatreduktion: saisonale und räumliche Variation	90
3.3.3 Freisetzung von Abbauprodukten und Porenwasserfluß	95
3.4 Umsatz- und Massenbilanz für Kohlenstoff, Stickstoff und Phosphor	103
3.4.1 Die Feinmaterial akkumulierenden Gebiete	104
3.4.2 Die Sand- und Restsedimente	111

4	EUROPÄISCHES NORDMEER UND ARKTISCHER OZEAN	113
4.1	Überblick über das Arbeitsgebiet	117
4.2	Biogene Transportprozesse nahe der Grenzfläche	120
4.2.1	Mischungsraten für Partikel	120
4.2.1.1	Saisonalität der Mischungsrate in einem Tiefseesediment	121
4.2.1.2	Mischungsraten am Kontinentalrand und im Beckenbereich	135
4.2.2	Transportraten für gelöste Substanzen	144
4.3	Abbau organischer Substanz	150
4.3.1	Abbauraten aus der Verteilung organischer Materie	152
4.3.1.1	Voering-Plateau	157
4.3.1.2	Becken-Bereich der Norwegisch-Grönländischen See	164
4.3.1.3	Nansen-Becken	166
4.3.2	Abbauraten aus der Verteilung von Porenwasserkomponenten	170
4.3.2.1	Abbau durch Sauerstoff und Nitrat	174
4.3.2.1.1	Abbaumodelle	176
4.3.2.1.2	Begrenzungen der Modellrechnungen	184
4.3.2.1.3	Vergleich von Modellresultaten und Direktmessungen	185
4.3.2.1.4	Norwegischer und grönländischer Kontinentalrand	191
4.3.2.1.5	Kontinentalrand zum Nansenbecken	193
4.3.2.1.6	Saisonalität der oxischen Abbauprozesse	194
4.3.2.1.7	Becken-Bereich der Norwegisch-Grönländischen See	197
4.3.2.1.8	Arktis: Nansenbecken und Nansen-Gakkel-Rücken	202
4.3.2.2	Mangan- und Eisenoxide als Oxidationsmittel	205
4.3.2.3	Sulfatreduktion	212
4.3.2.4	Sedimentäre Umverteilung von Metallen als Folgereaktion	217
4.3.2.5	Freisetzung von Abbauprodukten: Phosphat	221
4.4	Lösung von biogenem Opal und Freisetzung von Silikat	227
4.5	Bilanzierung benthischer Umsätze von biogenen Komponenten	238
4.5.1	Organische Substanz	238
4.5.2	Opallösung und Silikatfreisetzung	242
5	Zur relativen Bedeutung der verschiedenen Oxidationsmittel	247
6	Zur Saisonalität benthischer Prozesse	253
7	Intensität der Abbauprozesse und C_{org} -Erhaltungsfähigkeit	258
8	Zusammenfassung	264
9	Literaturverzeichnis	277

Anhang: Liste der Stationen

Danksagung

1. EINFÜHRUNG UND ÜBERBLICK

Die intensive Beeinflussung und Störung der biologischen und geologischen Systeme auf der Erde durch den Menschen hat grundlegende Fragen über das Verständnis der biogeochemischen Kreisläufe und deren dynamische Reaktion auf die anthropogenen Änderungen aufgeworfen. Obwohl die Beeinflussung der natürlichen Kreisläufe - quantitativ betrachtet - für bestimmte Metalle (z.B. Blei und Cadmium; vgl. SALOMONS and FÖRSTNER 1984) am deutlichsten ist, konzentrieren sich die gegenwärtig ins Werk gesetzten globalen Studien der Kreisläufe im Meer (z.B. Global Ocean Flux Study: BREWER et al. 1986) auf die biologisch bedeutenden Elemente Kohlenstoff, Stickstoff, Phosphor, Schwefel und Sauerstoff als den steuernden Variablen für die Chemie des Ozeans. Die physikalischen, chemischen und biologischen Prozesse, die Produktion und Schicksal des organischen Materials regulieren, müssen hinreichend geklärt werden, um vertrauenswürdige Vorhersagen über künftige Reaktionen des Gesamtsystems auf globale - anthropogene oder natürliche - Störungen machen zu können, die über klimatische Veränderungen erhebliche Auswirkungen auf das Leben der Menschen haben können. Die in der vorliegenden Arbeit zu behandelnden Prozesse im Bereich der Sediment/Wasser-Grenzfläche bilden einen Bestandteil der globalen geochemischen Kreisläufe und können vor allem in küstennahen und Schelfgebieten eine direkte Rolle bei unerwünschten anthropogenen Eingriffen spielen bzw. entsprechende Auswirkungen anzeigen. Wegen der involvierten Zeitskalen haben diese Prozesse, sofern sie in der Tiefsee stattfinden, keine unmittelbare Bedeutung bei eventueller Pufferung oder Verstärkung anthropogener Einwirkungen auf die marine Umwelt.

In jedem Fall beeinflussen die benthischen Prozesse der Rückführung vom Meeresboden und der Akkumulation auf globaler Ebene die Fruchtbarkeit des Meeres und hinterlassen in den Sedimenten Signale, die für das Verständnis der Änderungen während vergangener Klimaperioden genutzt werden können (z.B.: MÜLLER and SUESS 1979; SARNTHEIN et al. 1988). Die Interpretation solcher paläoozeanographischer Befunde ist für die Vorhersage künftiger klimatischer Veränderungen wichtig, da natürliche Vorgänge in der

geologischen Geschichte, z.B. beim CO_2 , Änderungen von ähnlicher Größenordnung bewirkt haben, wie sie in absehbarer Zeit erwartet werden (vgl. SUNDQUIST and BROECKER 1985).

Die vorliegende Arbeit befaßt sich mit den benthischen Umsatz- und Transportprozessen in borealen und polaren Meeresgebieten, die durch starke klimatische Schwankungen in Gegenwart (jahreszeitlicher Rhythmus) und Geschichte (Eiszeiten) gekennzeichnet sind und eine Sonderstellung durch die Bildung von Tiefenwasser (Norwegisch-Grönländische See) im Gesamtsystem des Weltmeeres einnehmen.

Die Arbeit beginnt mit einer längeren Einführung, die den Leser mit den grundlegenden Transport- und Umsatzprozessen am Meeresboden vertraut machen soll. Nach einem kurzen Überblick über methodische Konzepte zur Erforschung der oberflächennahen sedimentären Prozesse wird die Kieler Bucht als Beispiel eines borealen Flachwassersystems behandelt, wobei besonderes Gewicht auf die quantitative Beschreibung der saisonalen und räumlichen Variabilität gelegt wird. Ein ähnlich breiter Ansatz wird für die Tiefseesedimente des Kontinentalrand- und Beckenbereiches der Norwegisch-Grönländischen See versucht, während die Ergebnisse aus dem Arktischen Ozean wegen begrenzter Forschungsmöglichkeiten eine saisonale Komponente vermissen lassen müssen. Die Untersuchung der einzelnen Arbeitsgebiete wird jeweils mit bilanzierenden Betrachtungen abgeschlossen, da erst bei quantitativer Behandlung der Ergebnisse sich deren Richtigkeit, ihre Bedeutung sowie auch die Lücken ergeben, die Gegenstand zukünftiger Forschung sein müssen. Die Arbeit schließt mit Überlegungen zu einigen grundlegenden Problemen, die die gegenwärtige marin-geochemische Diskussion bewegen.

1.1 Der Reaktionsort: die Sediment/Wasser-Grenzfläche

Die Sediment/Wasser-Grenzfläche trennt ein Gemisch von festen Sediment-Partikeln und dem sog. Interstitial- oder Porenwasser von der darüber stehenden Wassersäule. Zwei Eigenheiten der Sediment/Wasser-Grenzfläche, die sie von der Wassersäule darüber und von den tiefer liegenden Sedimenten unterscheidet, fallen besonders auf (GIESKES 1975; BERNER 1980; LERMAN 1979): die lange Residenzzeit reaktiver Festkörper in dieser Zone und die hier konzentrierte biotische Aktivität. Innerhalb einer vertikalen Säule von der Wasseroberfläche bis zu tief gelegenen Sedimentschichten ist die Sediment/Wasser Grenzfläche i.a. der Ort höchster Konzentration von energiereichen Partikeln, der Ort höchster Umsatzraten, der Ort steilster Gradienten bei zahlreichen gelösten Komponenten (z.B. den sog. Nährsalzen) und bei einigen Umweltparametern (z.B. dem Redoxpotential) sowie zumindest in flachen und hemipelagischen Sedimenten auch Ort größter Organismendichte.

Der Bereich, den die Sediment/Wasser-Grenzfläche - bzw. hier etwas weiter gefaßt: die oberflächennahen Sedimentschichten - einnehmen, wird je nach Örtlichkeit und betrachtetem Prozeß - auch probenahmetechnisch bedingt - unterschiedlich festgelegt: so gelten z.B. für die Sauerstoffkonsumption in küstennahen Gebieten typische Tiefenskalen im Sediment von Millimetern oder Zentimetern und für die Sulfatreduktion von Dezimetern bis zu Hunderten von Metern. In der vorliegenden Arbeit soll die obere Grenze für die oberflächennahen Sedimentschichten in der molekulardiffusiven, laminaren Grenzschrift unterhalb der "logarithmischen" Schicht des Bodenwassers (WIMBUSH and MUNK 1970) bestehen und soll auch die "flockige" Schicht frisch sedimentierten Materials (BILLET et al. 1983) einschließen. Die Untergrenze, bis zu der die in dieser Arbeit behandelten Prozesse betrachtet werden, liegt bei einigen Dezimetern, in Ausnahmefällen auch bei einigen Metern. Da die Akkumulationsraten in den Sedimenten dieser Arbeit von einigen $10^{-1} \text{ cm} \cdot \text{a}^{-1}$ in der westlichen Ostsee bis zu wenigen $10^{-3} \text{ cm} \cdot \text{a}^{-1}$ in der Norwegischen See (und noch darunter in arktischen Tiefseesedimenten) reichen, ergeben sich typische Aufenthaltszeiten für die sedimentären Partikel in den obersten 20 cm von 50 Jahren bis zu 10000 Jahren.

Diese Zeit, in der die Partikel in direktem oder mittelbarem Kontakt mit dem Bodenwasser stehen, ist somit grundsätzlich wesentlich länger als die Dauer ihrer Wechselwirkung mit dem Meerwasser während des Absinkens (z.B. BIENFANG 1980). Vom Standpunkt der hier als Referenz gewählten Sedimentoberfläche erscheinen die Zufuhr von Materie durch Sedimentation und die Vergrabung (Akkumulation) als Fluß durch die oberflächennahen Sedimentschichten.

1.2 Die Sediment/Wasser-Grenzfläche im ozeanischen Kreislauf

Verdunstung, Niederschlag und kontinentaler Abfluß sind die Hauptelemente des globalen Wasserkreislaufs; dabei werden dem Ozean kontinentale Verwitterungslösungen und anorganische Verbindungen, die ursprünglich aus vulkanischer Aktivität stammen, zugeführt. Hinzu kommen Beiträge durch atmosphärische Deposition und aus hydrothermaler Zufuhr an untermeerischen Rücken. Da diese Prozesse auch gegenwärtig ablaufen, die Zusammensetzung des Ozeans bezüglich der Hauptbestandteile des Meerwassers sich aber zumindest in den letzten 600 Millionen Jahren nicht wesentlich geändert hat, müssen dem Ozean die Elemente in derselben Menge durch kontinuierliche Vergrabung in den aufwachsenden Meeres-sedimenten oder durch hydrothermale Prozesse entzogen werden.

Zum Ozean werden durch Flüsse pro Jahr ca. 37400 km^3 Wasser transportiert, das ca. $4 \cdot 10^{15} \text{ g}$ gelöste Salze und ca. $15 \cdot 10^{15} \text{ g}$ an partikulärem Material mit sich führt. Die gelöste Gesamtzufuhr für jedes einzelne Element läßt sich grob aus der Wasserzufuhr und der mittleren Konzentration im Flußwasser vor dem Eintritt in den Ozean berechnen; dabei muß aber berücksichtigt werden, daß die Konzentrationen im küstennahen und ästuarinen Bereich modifiziert werden (DUINKER 1980). Von der partikulären Zufuhr und den anhängenden chemischen Elementen erreichen nur ca. 10% den offenen Ozean, während 90% im Übergangsbereich zwischen Flüssen und dem offenen Ozean zu Boden sinken (MARTIN and WHITFIELD 1983). Der größere Anteil der Verwitterungsprodukte erreicht den Ozean in partikulärer Form und wird dort über Strömungen bis zum Absinken verteilt. Die gelösten Komponenten der Zufuhr zirkulieren als Ionen bzw. nach Inkorporierung in Partikel im Ozean bis sie letztlich ins Sediment gelangen. Je nach Reaktivität und entsprechend ihrer Beteiligung am Aufbau biologischen Materials sind die Kreisläufe der Elemente unterschiedlich lang (BROECKER and PENG 1982; BRULAND 1983): die biounlimitierten Elemente (z.B. Na, K, Cl, Br) sind in Form ihrer im Meer vorliegenden Ionen wenig reaktiv und haben die längsten Residenzzeiten (BARTH 1952); als nichtzirkulierend (BROECKER and PENG 1982) sind die Elemente zu bezeichnen, die so stark an die durch den Ozean fallenden Partikel fixiert werden, daß sie nur einmal die ozeanische Deckschicht passieren und schon nach dem ersten Absinken nahezu

vollständig dem Sediment zugeführt werden (z.B. Fe, Pb, Th). Die große Gruppe der biolimitierten (bzw. biolimitierenden) und bio-intermediären Elemente im Meer wird in der Deckschicht in lebende Organismen eingebaut und kann nach deren Absterben schrittweise wieder in das Meerwasser zurückgeführt werden. Ein Teil dieser Regeneration geschieht erst, nachdem die Träger-Partikel in der Tiefsee und am Sediment angekommen sind, wo wiederum ein kleiner Teil des partikulären Materials durch Vergrabung im Sediment dem Kreislauf entzogen wird. Die relativ hohen Konzentrationen dieser biolimitierten und -intermediären Elemente in der Tiefsee sind erst dann wieder für biotische Aufnahme verfügbar, wenn sie im Verlauf von ca. 300-1000 Jahren durch Mischung und Auftrieb wieder in die Deckschicht gelangen.

Wie GOLDBERG (1963) ausführt, wurde auf die Aufgaben der Meereschemie bereits vor mehr als 100 Jahren zutreffend von FORCHHAMMER (1865) hingewiesen: "the quantity of the different elements in sea water is not proportional to the quantity of the different elements which river water pours into the sea, but inversely proportional to the facility with which elements in sea water are made insoluble by general chemical or organochemical reactions in the sea".

Innerhalb des hier nur grob skizzierten Kreislaufs hat die Sediment/Wasser-Grenzfläche besondere Bedeutung, da dort neben den direkt am organischen Kreislauf beteiligten Elementen auch sehr (Partikel-)reaktive Elemente wieder in Lösung gelangen und an den Ozean zurückgeführt werden können. Von unten werden der Sediment/Wasser-Grenzfläche aus tieferen Sedimentschichten, in denen weitere Umsatzprozesse - wenn auch mit vergleichsweise niedriger Geschwindigkeit - stattfinden, über die Lösungsphase chemische Spezies zugeführt, deren Konzentration hier modifiziert werden kann, bevor sie den Ozean erreichen. Reaktionen in sehr tief liegenden Sedimentschichten, an denen auch wenig reaktive Elemente beteiligt sind (vgl. GIESKES 1973, 1983; GIESKES et al. 1976), werden allerdings nicht in der vorliegenden Arbeit behandelt.

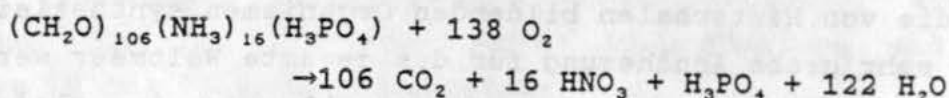
1.3 Die chemischen Reaktionen: Abbau, Lösung, Fällung

Die dem Sediment durch Sedimentation zugeführten Stoffe lassen sich grob in lithogenes Material und drei biogene Fraktionen unterteilen, wobei die einzelnen chemischen Elemente in unterschiedlichem Ausmaß mit der einen oder anderen Fraktion assoziiert sind und mit ihr durch die Wassersäule transportiert werden. Die biogenen Komponenten sind dabei: organische Substanz, unter die hier alle ursprünglich primärproduzierten organischen Verbindungsklassen subsumiert werden, Kalziumkarbonat und biogene Kieselsäure, die von Hartschalen bildenden Organismen synthetisiert werden. Als sehr grobe Annäherung für das gesamte Weltmeer werden dem Meeresboden die drei biogenen Substanzklassen in gleichen Gewichtsanteilen und die bio-relevanten Hauptelemente im Verhältnis von $C_{org} : N : P : Ca : Ca_{org} : Si$ wie 106 : 16 : 1 : 26 : 26 : 50 zugeführt (nach: BROECKER and PENG 1982, modifiziert in der organischen Substanz entsprechend dem originalen Verhältnis von: REDFIELD et al. 1963). Für die an der Sediment/Wasser-Grenzfläche ablaufenden Prozesse ist die organische Materie am bedeutensten, da sie sich thermodynamisch im Ungleichgewicht unter den im Meer herrschenden Bedingungen befindet und den Meeresboden bzw. die dort lebenden Organismen sowohl mit leicht verfügbarer chemischer Energie wie auch mit für den Lebensprozeß notwendigen, vorgeformten Verbindungen versorgt.

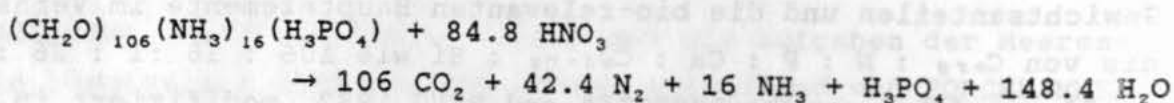
Bei den früh-diagenetischen Reaktionen, die auf den hier gegebenen Tiefen- und Zeitskalen ablaufen, lassen sich biogene und abiogene Prozesse unterscheiden (BERNER 1976), wobei die ersteren mikrobiell vermittelte chemische Reaktionen darstellen: auf Grund von kinetischen Hinderungen können die im Sediment bestehenden Ungleichgewichtszustände nur relativ langsam durch spontane Reaktion aufgehoben werden, so daß häufig Mikroorganismen mit Hilfe von z.B. katalytisch wirkenden Enzymen eine thermodynamisch begünstigte Reaktion vermitteln und so die chemischen Verhältnisse im Porenwasser entscheidend bestimmen. Dies soll nicht heißen, daß nicht auch höhere Organismen am benthischen Umsatz beteiligt sind; zum einen ist aber i.a. der Umsatz durch Mikroorganismen in einem gegebenen Sediment höher als der von Meio- oder Makrofauna; zum anderen sind höhere Organismen auf die Versorgung mit Sauerstoff angewiesen und damit auf den grenz-

Tab.1 Stöchiometrie der Oxidation von organischer Materie durch verschiedene Oxidationsmittel sowie Methanogenese (schematisch). Die Reaktionen sind geordnet nach der abgegebenen freien Enthalpie unter Standardbedingungen und bei pH = 7; die Reihenfolge von Nitrat- und Mangandioxid-Reduktion hängt ab von der mineralischen Form, in der MnO₂ vorliegt (nach FROELICH et al. 1979). Dabei bleibt offen, ob die einzelnen Spezies in chemischer Form, in der mittleren Zusammensetzung und Oxidationsstufe tatsächlich so in den Meeressedimenten vorliegen.

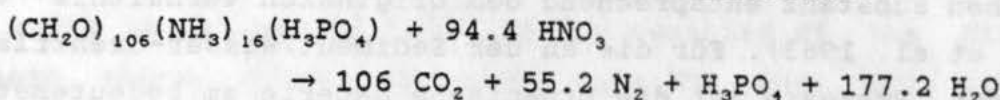
a) Sauerstoffkonsumption:



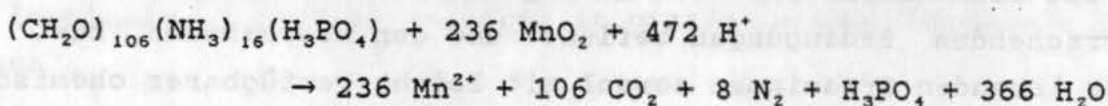
b) Nitratreduktion:



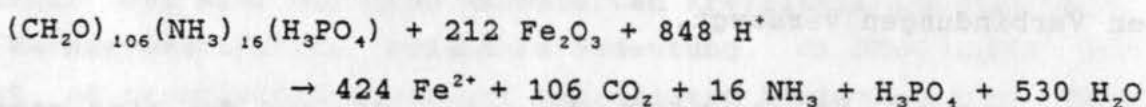
oder bei zusätzlicher Oxidation des Ammoniaks:



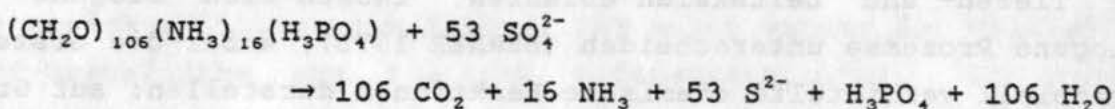
c) Mangandioxid-Reduktion:



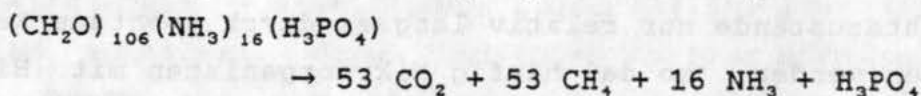
d) Eisen(III)oxid-Reduktion:



e) Sulfat-Reduktion:



f) Methanogenese als Disproportionierung:



flächennahen Sedimentbereich beschränkt, während es für alle, incl. der anoxischen, Abbauprozesse Mikroorganismen gibt, die die Änderung der freien Enthalpie für den eigenen Metabolismus zumindest teilweise nutzen können. Da man bei den diagenetischen Reaktionen in ozeanischen Sedimenten von einem "steady state" ausgehen kann (LERMAN and LIETZKE 1977), soll im folgenden die

Organismengemeinschaft - soweit es ihre Umsatzleistung angeht - in erster Näherung als konstant angesehen und nicht weiter behandelt werden. Diese Voraussetzung wird bei den Flachwassersedimenten der Kieler Bucht (s.u.) nur auf der Zeitskala eines Jahres wegen der starken Saisonalität der benthischen Umsatzprozesse gemacht; hinsichtlich der Besiedelung mit höheren Organismen ist die Annahme eines "steady state" aus Gründen von Schwankungen in den lokalen und Umweltbedingungen allenfalls auf einer Zeitskala von vielen Jahren möglich. Nicht einbezogen werden anthropogene Änderungen der globalen Materialflüsse, die für einige Komponenten bereits signifikante Ausmaße angenommen haben (z.B. MEYBECK 1982).

Der wichtigste biogene Prozeß am Meeresboden ist der Abbau organischer Substanz. Die organische Materie, die den Tiefseeboden erreicht, unterliegt als thermodynamisch instabile Komponente des sedimentierenden Materials der Oxidation in einer charakteristischen Abfolge von Reaktionen (SUESS 1976b, FROELICH et al. 1979, u.a.). Die Reihenfolge der genutzten Oxidationsmittel, nämlich Sauerstoff, Nitrat, Mangan- und Eisenoxide, sowie anschließend Fermentation, Sulfatreduktion und Methanogenese, folgt dabei - wie allerdings nur empirisch belegt ist - der abnehmenden freien Enthalpie, die von den reaktionsvermittelnden Organismen genutzt werden kann. Die einzelnen in Tab.1 (bis zur Sulfat-Reduktion) aufgeführten Reaktionen (RICHARDS 1965; FROELICH et al. 1979; STUMM and MORGAN 1981) treten - mit wenigen Ausnahmen: MÜLLER and MANGINI (1980) - in allen küstennahen und Tiefseesedimenten auf.

Bei der in Tab.1 beschriebenen "idealisierten" organischen Materie wurde - wie allgemein üblich - vom sog. Redfield-Verhältnis (Redfield et al. 1963) ausgegangen, dem die mittleren Elementverhältnisse in Phyto- und Zooplankton des offenen Ozeans sowie die Verhältnisse bei der Regeneration der Ausgangsstoffe zugrunde liegen. Hinsichtlich der mittleren Oxidationsstufen für die beteiligten Elemente werden Kohlenstoff als Kohlehydrat, Stickstoff als Amin und Phosphor als Phosphorsäureester angesehen (siehe auch: RICHARDS 1965; FROELICH et al. 1979; DYRSSEN and HALLBERG 1979); in engen Grenzen alternative Oxidationsstufen für den Kohlenstoff und Stickstoff sowie die resultierenden stöchio-

metrischen Änderungen werden von ALMGREN et al. (1975), SUESS (1976a) und ANDERSON et al. (1986) diskutiert. Generell etwas abweichende Verhältnisse werden für die Ostsee und viele küstennahe Gebiete berichtet. Für den Abbau am Meeresboden könnte man bei der Berechnung der Beziehung zwischen verbrauchten Oxidationsmitteln, organischer Substanz und Produkten auch das gemessene C:N:P-Verhältnis der sedimentären organischen Substanz zugrunde legen (z.B. BALZER 1984).

Die in Tab.1 genannten Gesamt-Reaktionen umfassen eine Reihe von komplexen Einzelreaktionen, Zwischenprodukten und auch von beteiligten Organismen, über deren Auftreten und Wirken im Sediment insgesamt wenig bekannt ist (z.B. DYRSSEN and HALLBERG 1979; BERNER 1980); letztgenannter Autor diskutiert auch, unter welchen Bedingungen die zumeist beobachtete einfache Kinetik erster Ordnung (bezüglich des organischen Kohlenstoffs oder eines der Oxidationsmittel) aus der für enzymatische Reaktionen verwendeten Michaelis-Menten-Kinetik hervorgehen kann.

Die Untersuchung der vertikalen Verteilung der beteiligten gelösten Komponenten im Porenwasser liefert nicht nur qualitative Aussagen über das Umweltmilieu in den Sedimenten (z.B. oxische, suboxische oder anoxische Verhältnisse), sondern kann bei entsprechender modellmäßiger Behandlung (vgl.Kap.2.3) auch dazu genutzt werden, um die Raten der einzelnen Reaktionen, bzw. ihre Geschwindigkeitskoeffizienten zu ermitteln (VANDEBORGHT and BILLEN 1975; VANDERBORGHT et al. 1977a,b; BERNER 1980; GOLOWAY and BENDER 1982; JAHNKE et al. 1982; u.v.a.).

Wesentlich weniger zahlreich sind Reaktionen, die nicht direkt oder indirekt biogen beeinflusst oder gesteuert werden. Wichtige Beispiele für solche Reaktionen sind die Lösung von biogenem Opal (RITTENBERG et al. 1955; SIEVER et al. 1965; HURD 1973; WOLLAST 1974; CALVERT 1983; u.v.a.) und von Kalziumkarbonat (u.a. BERGER 1968; GIESKES 1974; s.a. ANDERSEN and MALAHOFF 1977), die Umkristallisierung von Karbonatmineralien, wobei Mg aufgenommen und Sr abgegeben wird (MILLIMAN and MÜLLER 1973), Kationenaustausch zwischen Porenwässern und festen Sedimentbestandteilen (MANHEIM and CHAN 1974; SUESS 1976b). Die authigene Bildung hingegen von fluoridhaltigen Verbindungen (FROELICH et al. 1988),

von Sulfiden (SUESS 1979), von phosphathaltigen Mineralen, von Ikait (SUESS et al. 1982), von Fe- und Mn-Oxiden setzt i.a. die biogene Bildung eines bestimmten Reaktionsmilieus bzw. von geeignet hohen Konzentrationen voraus.

1.4 Die Transportprozesse für partikuläre und gelöste Stoffe

1.4.1 Festkörper: Akkumulation und bioturbate Partikelmischung

Vom Standpunkt der Sediment/Wasser-Grenzfläche ist die Ablagerung von Festkörpern (Akkumulation) - auch unter abiotischen Bedingungen - ein advektiver Transportprozeß. Die Herkunft der akkumulierenden Partikel ist dabei nicht auf vertikale Anlieferung beschränkt, vielmehr zeigen die Ergebnisse aus den Untersuchungsgebieten dieser Arbeit, daß auch laterale Zufuhr von Sediment-Partikeln über Resuspension und hangabwärts gerichteten, der Schwerkraft folgenden Transport eine - wenn auch untergeordnete - Rolle spielt. Episodische Ereignisse, wie sie im Zusammenhang mit "turbidity currents" oder Sedimentrutschungen an Kontinentalrändern oder als Folge von Sturmereignissen in Flachwassergebieten (KHANDRICHE et al. 1986) auftreten, können zwar wesentlich größere Sedimentmengen pro Zeiteinheit als oben angeführt anliefern, sollen aber auf der hier gewählten Zeitskala für die untersuchten Prozesse nicht explizit behandelt werden.

Der im Zusammenhang mit der Kompaktion, dem Wasserverlust aus einer Sedimentschicht infolge der Sedimentauflast darüberliegender Schichten, auftretende Transport ist nur für das Porenwasser von Bedeutung (BERNER 1980) und muß bei der Aufstellung von diagenetischen Modellen adäquat berücksichtigt werden.

Alle Oberflächen-Sedimente, die Tieren als Lebensraum dienen, werden mehr oder weniger intensiv durchmischt. Zur Aufrechterhaltung ihrer Lebenstätigkeit - bei Fortbewegung und Freßvorgängen - sind die benthischen Tiere gezwungen, Sediment-Partikel zu bewegen und stören damit die raum-/zeitliche Abfolge des Sedimentaufwuchses. Informationen über Intensität und Ausmaß dieser Mischungsvorgänge sind wichtig zum einen für die richtige Interpretation der historischen Abfolge von Ereignissen, die sich in den dem Meeresboden zugeführten Substanzen widerspiegeln. Zum anderen sorgen diese Mischungsvorgänge dafür, daß bei den allgemein stark ausgeprägten Konzentrations- und Milieu-Gradienten nahe der Oberfläche neu hinzukommende Partikel sehr schnell unterschiedlichen Umweltfaktoren ausgesetzt sind; dies gilt auch in der Umkehrung insofern, als bereits eingesedimentierte, z.B.

schadstoffhaltige Partikel durch Mischung wieder an die Oberfläche gelangen und dort unerwünschte Wirkungen entfalten können. Drittens können insbesondere energiereiche und/oder labile Partikel selbst durch die Einmischung in tiefere Sedimentschichten Einfluß auf das diagenetische Milieu in fester und Porenwasser-Phase ausüben. Wegen dieser bedeutenden Effekte haben sich zahlreiche Autoren in Labor- und Feldexperimenten bemüht, Bioturbationsphänomene quantitativ zu beschreiben (vgl. die Literatur in FISHER et al. 1980, ALLER 1982, ROBBINS 1986). Biologische Aspekte der Bioturbation werden zusammenfassend dargestellt u.a. bei RHOADS (1974), LEE and SWARTZ (1980) und McCALL and TEVECZ (1982).

Vor allem auf den ersten Aspekt, die Störung der historischen Abfolge im Sediment, bezogen sich frühe Untersuchungen, wie von GOLDBERG and KOIDE (1962) über die Nutzung von Thorium-Isotopen für geochronologische Zwecke, von GLASS (1969) über Mikrotektite und von BERGER and HEATH (1968) allgemein über die Verteilung von planktischen und anderen Partikeln im Sediment. Zahlreiche mathematische Modelle sind - vor allem in den letzten 15 Jahren - entwickelt worden, um die integrierte Wirkung der Organistentätigkeit auf die Partikelverteilung am Meeresboden zu beschreiben. Diese Modelle behandeln in ihrer überwiegenden Zahl die Bioturbation als quasi-diffusiven Prozess und sind notwendigerweise recht grobe Annäherungen an eine Vielzahl gleichzeitig wirkender, komplexer Prozesse: nicht zugänglich sind einer solchen quasi-diffusiven Beschreibung die Sedimente, die von Organismen (z.B. sog. "conveyor-belt-feeder") dominiert werden, deren Lebensstil nicht-diffusiv, sondern spezifische, advective Auswirkungen auf das Sediment hat; für solche Organismen sind spezielle Modelle entwickelt worden (FISHER et al. 1980; ROBBINS 1986), die die Tätigkeit dieser Tiere adäquat beschreiben. Trotz dieses "caveat", daß die Modelle letztlich nur dazu dienen, die realen Tätigkeiten der Organismen anzunähern, haben sich die diffusiven Modelle (GUINASSO and SCHINK 1975; SCHINK and GUINASSO 1978; COCHRAN 1985; DeMASTER et al. 1985; u.v.a.) insgesamt als sehr brauchbar erwiesen, was wohl vor allem daran liegt, daß die Sedimente im allgemeinen durch Organismen-Gemeinschaften besiedelt sind, deren Individuen sehr unterschiedliche und teilweise entgegengesetzte Wirkungen auf die Partikelverteilung

ausüben. Da die Zahl der bioturbierenden Organismen mit der Sedimenttiefe deutlich abnimmt und daher - vor allem in Tiefsee-Sedimenten - eine von dem darunter liegenden Sediment deutlich getrennte, stärker durchmischte Deckschicht beobachtet wird (z.B. BERGER and HEATH 1968; PENG et al. 1979), hat man sich häufig bemüht, durch Zwei- (BERGER and HEATH 1968; ROBBINS and EDGINGTON 1975) oder Mehrschichten-Modelle (NOZAKI et al. 1977; OLSEN et al. 1981; CHRISTENSEN 1982; CHRISTENSEN and BHUNIA 1986) mit tiefenabhängigem Mischungskoeffizienten diesem Befund Rechnung zu tragen.

Die Modelle sind auf sehr verschiedene Arten von Partikeln angewendet worden, so auf die Verteilung von Pollen, Mikrofossilien, Mikrotektiten und Radionukliden. Die in situ Mischungseigenschaften der Sedimente lassen sich am besten bestimmen durch Analyse der Verteilung von natürlichen oder anthropogenen Radionukliden, die in Assoziation mit Partikeln durch die Wassersäule zum Sediment gelangen und über ihre bekannten Zerfallseigenschaften eine Zeitskala in die Untersuchungen einbringen. Von den natürlichen Radionukliden wurden für diese Zwecke verschiedene Isotope genutzt: die langlebigen Isotope ^{230}Th und ^{14}C (GOLDBERG and KOIDE 1962; NOZAKI et al. 1977; BERGER and KILLINGLEY 1982), das ^{210}Pb mit mittlerer Lebensdauer (DeMASTER and COCHRAN 1982; CARPENTER et al. 1985; DeMASTER et al. 1985) sowie das kurzlebige ^{234}Th (ALLER and COCHRAN 1976; McKEE et al. 1984); als anthropogene Tracer fanden weite Anwendung Isotope aus den Atomwaffentests: $^{239,240}\text{Pu}$ und ^{137}Cs (z.B. NOSHKIN and BOWEN 1973; SANTSCHI et al. 1980; COCHRAN 1985). Während bei den natürlichen Tracern nur die Konstanz des Inputs zum Sediment sichergestellt und zeitabhängiger lateraler Transport ausgeschlossen werden muß, erfordern die anthropogenen Tracer genauere Kenntnisse der zeitabhängigen Eintragsraten.

Ein Reihe von "neuen" Tracern (u.a. für die Untersuchung von benthischen Mischungsraten) mit spezifischen Verteilungen ist durch den Unfall in Tschernobyl in die Umwelt eingebracht worden. Erstmals wurde Radiocaesium (^{134}Cs , ^{137}Cs) aus Tschernobyl von ERLLENKEUSER and BALZER (1988) für diesen Zweck genutzt; es war auch das Mittel zur Bestimmung der in dieser Arbeit berichteten Partikel-Mischungsraten (vgl. Kap.3.2.1 und Kap.4.2.1).

1.4.2 Gelöste Stoffe: Diffusion und bioturbater Lösungstransport

Transport von im Porenwasser gelösten Komponenten nahe der Sediment/Wasser-Grenzfläche wird nicht nur durch molekulare Diffusion gewährleistet: neben der in allen belüfteten Sedimenten bedeutsamen Bioturbation findet - insbesondere in flachen Meeresgebieten - Mischung von Partikeln und gelösten Stoffen durch Einwirkung von Wellen und Strömungen statt (ALLEN 1970; VANDERBORGHT et al. 1977a,b); aus extrem C_{org} -reichen Sedimenten wird darüber hinaus Lösungstransport im Verlauf der authigenen Bildung von Methanblasen und deren Aufsteigen zur Sedimentoberfläche berichtet (MARTENS and KLUMP 1980; DEVOL 1983; DEVOL et al. 1984). Die physikalische Wirkung der Wassersäule vermittelt von Inhomogenitäten im Strömungsfeld ist schwer im Detail zu ermitteln und läßt sich integrierend am ehesten durch einen turbulenten Austauschkoeffizienten beschreiben (VANDERBORGHT et al. 1977), analog zum "Biodiffusionskoeffizienten" (s.u.). Ein zusätzlicher physikalischer Mechanismus für den Austausch von Poren- und Bodenwasser wurde von SMETACEK et al. (1976) in Form der "Porenwasserverdrängung" als Folge von raschen Salzgehalts- und Dichteänderungen in der Kieler Bucht entdeckt; an Hand von neuen Messungen wird in Kap. 3.2.2.3 der Zusammenhang dieses evtl. nur lokal bedeutenden Prozesses mit den anderen Transportprozessen behandelt.

Molekulare Diffusion im Sediment

Während molekulare Transportprozesse in und an der Oberfläche von sedimentären Festkörpern i.a. gering sind und für oberflächennahe Sedimente wenig Gewicht haben (McDUFF and GIESKES 1976), ist molekulare Diffusion von Porenwasserbestandteilen ein relativ schneller Prozeß von universaler Bedeutung. Vor Anwendung der Fick'schen Gesetze in marinen Porenwässern sind einige Modifikationen erforderlich. Gegenüber der Selbst- und "tracer"-Diffusion in unendlich verdünnten Lösungen müssen für Meerwasser und Porenwasser als mäßig konzentrierten Elektrolytlösungen nicht nur Effekte der Gegendiffusion (Elektroneutralität), sondern auch solche elektrischen Wirkungen berücksichtigt werden, die durch Konzentrationsgradienten von Fremdionen auf die Wanderung des betrachteten Ions ausgeübt werden (ANDERSON and GRAF 1978; McDUFF

and ELLIS 1979); die in Meerwasser weit verbreitete Bildung von Ionenpaaren hat einen gewissen Einfluß nur bei einigen wenigen Ionen (LASAGA 1979). Berechnungen dieser Effekte durch KLUMP and MARTENS (1981) sowie Messungen von DUURSMA and BOSCH (1970) und GOLDBABER et al. (1977) lassen jedoch den Schluß zu, daß die genannten Einflüsse hinsichtlich des Fehlers, der in der Bestimmung von Sedimentdiffusionskoeffizienten enthalten ist, vergleichsweise gering sind. LI and GREGORY (1974), deren Zusammenstellung von Selbst- und "tracer"-Diffusionskoeffizienten ($D_0(i)$) i.a. den Ausgangspunkt zur Berechnung von Sedimentdiffusionskoeffizienten ($D_s(i)$) bildet, kommen zu dem Schluß, daß gegenüber reinem Wasser die Diffusionskoeffizienten in Meerwasser nur um 0-8% verschieden sind.

Einen für alle gelösten Porenwasserkomponenten bedeutenden und zudem sich von Sediment zu Sediment ändernden Einfluß auf die Höhe des Sedimentdiffusionskoeffizienten hat der Umstand, daß die im Porenwasser gelösten Teilchen nicht den direkten Weg entlang der Gradienten nehmen können, sondern eine gekrümmte Bewegung um die Sedimentpartikel herum ausführen müssen (DUURSMA and BOSCH 1970; MANHEIM and WATERMAN 1974; u.a.). Mit Hilfe der Tortuosität (Θ) (v.ENGELHARDT 1960; LI and GREGORY 1974), dem Verhältnis des gekrümmten Weges, den ein molekulares Teilchen nehmen muß, zu dem kürzesten Weg zwischen zwei Punkten, läßt sich die Verlangsamung der Diffusion im Sediment beschreiben als

$$D_s = 1/\Theta^2 \cdot D_0.$$

Da die Tortuosität nur schwer zu berechnen ist, wird zumeist der Formationsfaktor (F), das Verhältnis des elektrischen Widerstands einer unbehandelten Sedimentprobe zu dem des sedimentbefreiten Porenwassers, zur experimentellen Bestimmung der Tortuosität herangezogen, da er mit dieser über

$$\Theta = \phi \cdot F$$

zusammenhängt, wobei ϕ die Porosität des Sedimentes darstellt (MANHEIM and WATERMAN 1974; McDUFF and GIESKES 1976; McDUFF and ELLIS 1979). Verschiedene Modelle über den funktionalen Zusammenhang von Tortuosität und Porosität werden von LERMAN (1979)

diskutiert; bei der Interpretation von Messungen wird zumeist die Form

$$F = \phi^{-n}$$

verwendet (MANHEIM 1970). Direkte Bestimmungen in verschiedenen Sedimenttypen ergaben, daß für feinkörnige Sedimente mit Porositäten von $\phi > 0.7$ die Form $F = \phi^{-3}$ angemessen ist (ANDREWS and BENNETT 1981; KROM and BERNER 1980a; ULLMAN and ALLER 1982), während für gröbere Sedimente die Form $F = \phi^{-2}$ eine bessere Annäherung darstellt; diese Relationen werden auch im Verlauf dieser Arbeit verwendet, sofern nicht direkte Messungen zur Verfügung stehen.

Für den Temperaturbereich mariner Porenwässer ist die Temperaturabhängigkeit des Sedimentdiffusionskoeffizienten (D_s) gleich der in freier Lösung und läßt sich nach der Stokes-Einstein-Relation aus der Viskosität (η) und der absoluten Temperatur (T) berechnen

$$(\eta \cdot D_s / T)_{T1} = (\eta \cdot D_s / T)_{T2}$$

wobei für Ionen, die schneller als das Fluorid-Ion diffundieren, die Beziehung

$$(\eta \cdot D_s)_{T1} = (\eta \cdot D_s)_{T2}$$

eine bessere Annäherung darstellt (LI and GREGORY 1974). Die Viskosität von Meerwasser bei verschiedenen Temperaturen wurde hier aus den Daten und Algorithmen von KORSON et al. (1969) und MILLERO (1974) berechnet, wobei keine Korrektur für Druckeffekte (MATTHÄUS 1972) angewendet wurde.

Austausch gelöster Stoffe durch bioturbaten Lösungstransport

Makrofauna trägt in zweierlei Hinsicht zu erhöhtem Transport von Porenwasserbestandteilen bei: zum einen schafft sie eine bestimmte (organismenspezifische) Sedimentstruktur, für die molekulare Prozesse keine obere Begrenzung darstellen, zum anderen bewegen die Organismen aktiv das Wasser in ihren Wurmbauten (Irrigation), sei es aus Gründen der Sauerstoffversorgung,

sei es, um Nahrung aufzunehmen oder deren unverwertbare Reste auszuscheiden. Aus Gründen der quantitativen Beschreibung der vielfältigen und völlig unterschiedlichen Tätigkeiten der Individuen einer benthischen Gemeinschaft (RHOADS 1974; ROWE 1974) wurde folgende vereinfachende Betrachtungsweise entwickelt: bei dem als "Biodiffusion" bezeichneten Effekt wird die Bewegung des Wassers durch benthische Tiere als isotrop und zufallsverteilt betrachtet; dementsprechend können die Effekte biologischer (oder auch physikalischer) Einwirkung durch einen "effektiven" oder "scheinbaren" Diffusionskoeffizienten (D_{eff}) repräsentiert werden, ähnlich einem turbulenten Austauschkoeffizienten (HAMMOND et al. 1975; VANDERBORGHT et al. 1977a,b; GOLDBERGER et al. 1977; ALLER 1978), wobei molekulare Diffusion als Untergrenze für diesen Transport angesehen werden kann. VANDERBORGHT et al. (1977a) interpretieren die Veränderung von Silikatprofilen in küstennahen Porenwässern durch Welleneinwirkung mit diesem Modell; HAMMOND et al. (1977) und MARTENS et al. (1980) nutzen es, um ^{222}Rn -Flüsse aus dem Sediment zu erklären. Analog zu den Modellvorstellungen für den partikulären Mischungskoeffizienten ist davon auszugehen, daß auch der effektive Diffusionskoeffizient und die ihn verursachende Organistentätigkeit mit der Sedimenttiefe abnehmen. Der Vorteil bei dieser Herangehensweise ist erstens, daß verschiedene Sedimente sehr leicht hinsichtlich der Effizienz des Transports miteinander verglichen werden können, zweitens, daß - insbesondere bei tiefenabhängig angesetztem D_{eff} - sich leicht die tatsächlichen Transportraten aus Porenwasserprofilen berechnen lassen und daß keine a priori Annahmen über die vorherrschende Organistentätigkeit gemacht zu werden brauchen. Letzteres kann aber zugleich einen gravierenden Nachteil darstellen, wenn Organismen wesentlichen Transport nicht von Schicht zu Schicht bewerkstelligen, wie es ein diffusionsorientiertes Modell erfordert, sondern den Wasserstrom hauptsächlich in bestimmte Schichten dirigieren.

Bei dem als "Biopumpen" bezeichneten Transportprozeß wird der Austausch im wesentlichen als gerichtet betrachtet und zumeist als Austausch zwischen zwei Reservoirs modelliert: dabei pumpen die Organismen Wasser zwischen verschiedenen Sedimenttiefen und dem über dem Sediment stehenden Bodenwasser hin und her. Wenn die oberen Sedimentschichten bis zu einer gewissen Tiefe als einheit-

liche Box aufgefaßt werden, resultiert ein minimaler Wert für die Rate des Biopumpens (LUEDTKE and BENDER 1979; McCAFFREY et al. 1980; HAMMOND and FULLER 1979; SMETHIE et al. 1981). Dabei ergibt sich ein Austauschkoeffizient (Dimension: $1/\text{Zeiteinheit}$), der der Fraktion des überstehenden Wassers entspricht, die durch die Grenzfläche hindurchgepumpt werden muß, um die beobachtete Abnahme eines Tracers im Überstand zu erklären; die dazu gehörige Biopump-Rate ist dann das Produkt aus diesem Koeffizienten und dem Volumen an Überstand pro Fläche Sediment (McCAFFREY et al. 1980). Der Vorteil dieser Modelle ist, daß sie der tatsächlichen Tätigkeit einzelner Organismen wohl näher sind als die zuvor genannten Ansätze. Der Nachteil besteht darin, daß für die gesamte Box oder zumindest für einzelne Schichten eine homogene Verteilung des Tracers angenommen werden muß und vor allem daß sich dementsprechend bei den meist steilen Gradienten von Porenwasserkonstituenten nahe der Grenzfläche nur sehr schwer umweltrelevante Austauschraten berechnen lassen.

Mit der Entwicklung eines 3-dimensionalen Reaktions-Transport-Modells beschreitet ALLER (1977; 1978; 1980a,b) einen ganz anderen Weg, indem er das von Wurmröhren und -bauten durchzogene Sediment durch Definition einer "mittleren Mikro-Umgebung" mit gut durchspülten Hohlzylindern in regelmäßiger Geometrie beschreibt. Dies vergrößert die effektiv wirksame Grenzfläche, die Flüssigkeit in den Wurmröhren wird auf der Konzentrationshöhe des Überstands gehalten, und im Sediment wird die Verteilung gelöster Stoffe nur durch molekulare Diffusion, Advektion durch Vergrabung und durch chemische Reaktionen beeinflusst. Vorteile dieser Herangehensweise bestehen in einer besseren Annäherung an die bislang beobachtete Einflußnahme von Organismen auf die Sedimentstruktur; in der Tat lassen sich viele gemessene Verteilungen von gelösten Porenwasserbestandteilen ausgezeichnet mit diesem Ansatz beschreiben. Neben dem erheblichen mathematischen Aufwand bestehen häufig Probleme darin, die Parameter dieses Modells, wie den Durchmesser der Wurmröhren und ihren mittleren Abstand sowie evtl. die Permeabilität der Röhrenwände (ALLER 1983; ALLER et al. 1983) in geeigneter Weise zu bestimmen.

Mit Hilfe eines gemischten Modells, das sowohl zufallsverteilte, diffusive Prozesse als auch Biopumpen in den Transport

einbezieht, modellieren EMERSON et al. (1984) die Austauschprozesse an der Grenzfläche. Der Terminologie von IMBODEN (1981) folgend wird der zweite Mechanismus durch einen "nicht-lokalen" Quelle/Senke Term repräsentiert, der Austausch zwischen nicht benachbarten Schichten bzw. von jedem Punkt im Sediment mit dem Überstand erlaubt. Während bei den in dieser Arbeit untersuchten Sedimenten aus der Norwegischen See und zum Teil auch der Kieler Bucht der biogene Lösungstransport sich hinreichend als rein diffusiver Prozeß beschreiben läßt, werden in Kap.3.2.2 Tracerexperimente mit Sedimenten aus der Kieler Bucht diskutiert, die die Einbeziehung von selektiven Biopump-Prozessen erforderlich machen.

1.5 Die borealen und polaren Meeresgebiete

Das Gemeinsame der verschiedenen Arbeitsgebiete dieser Untersuchung, nämlich Westl.Ostsee, Norwegisch-Grönländische See und Arktischer Ozean, ist ihre Zugehörigkeit zu den borealen und polaren Gebieten des Nordatlantik (Abb.1). In einer hauptsächlich biogeographisch orientierten Aufteilung des Weltmeeres in verschiedene Zonen unterscheidet TAIT (1968) auf der atlantischen Seite der nördlichen Hemisphäre die Arktische Zone, die nach Süden durch ein sommerliches Maximum der Oberflächentemperatur von 5°C begrenzt wird, und die anschließende Atlantische Boreale Zone als dem kälteren Teil der gemäßigten Gebiete mit Oberflächentemperaturen zwischen 5°C und 10°C. Die Abgrenzung nach Süden zu einer atlantischen warmen gemäßigten Region (TAIT 1968) nach faunistischen Gesichtspunkten ist naturgemäß unscharf. Am besten geeignet für die Zwecke in dieser Arbeit ist eine Grenze von der Ostküste Grönlands über Island, die untermeerischen Rücken zwischen Schottland, den Faröern und Island bis hin zur Nordsee und dem Kattegat; das Gebiet nördlich dieser Grenze wird bei EKMAN (1953) nach biogeographischen Gesichtspunkten als Boreal-Arktische und Subarktische Übergangszone bezeichnet; nach FRIEDRICH (1973) wird dabei auch die Ostsee insgesamt zu den borealen Gebieten gerechnet.

Unabhängig von einer genauen Grenzziehung sind diese Gebiete neben der relativ niedrigen Temperatur durch eine deutliche Saisonalität in Lichtklima, Oberflächentemperatur und den biologischen Prozessen in der Deckschicht gekennzeichnet (HASSE 1988), die sich nach Norden verstärkt. Über die saisonale Steuerung der Sedimentation werden die Variationen der biotischen Prozesse im Bereich der Meeresoberfläche auch der Tiefsee und dem Meeresboden mitgeteilt, deren etwaige geochemische Reflexe in den Sedimenten der Gebiete an verschiedenen Stellen dieser Studie untersucht werden. Die kombinierte Behandlung eines Flachwassersystems (Kieler Bucht, Westl. Ostsee) mit typischen Tiefseegebieten (Norwegisch-Grönländische See, Arktischer Ozean) in der vorliegenden Arbeit soll Differenzen in der saisonalen Steuerung benthischer Prozesse erkennen lassen, die sich u.a. aus den unterschiedlichen Transportwegen und -zeiten von der Produktion der Partikel nahe der Meeresoberfläche bis zum Meeresboden ergeben.

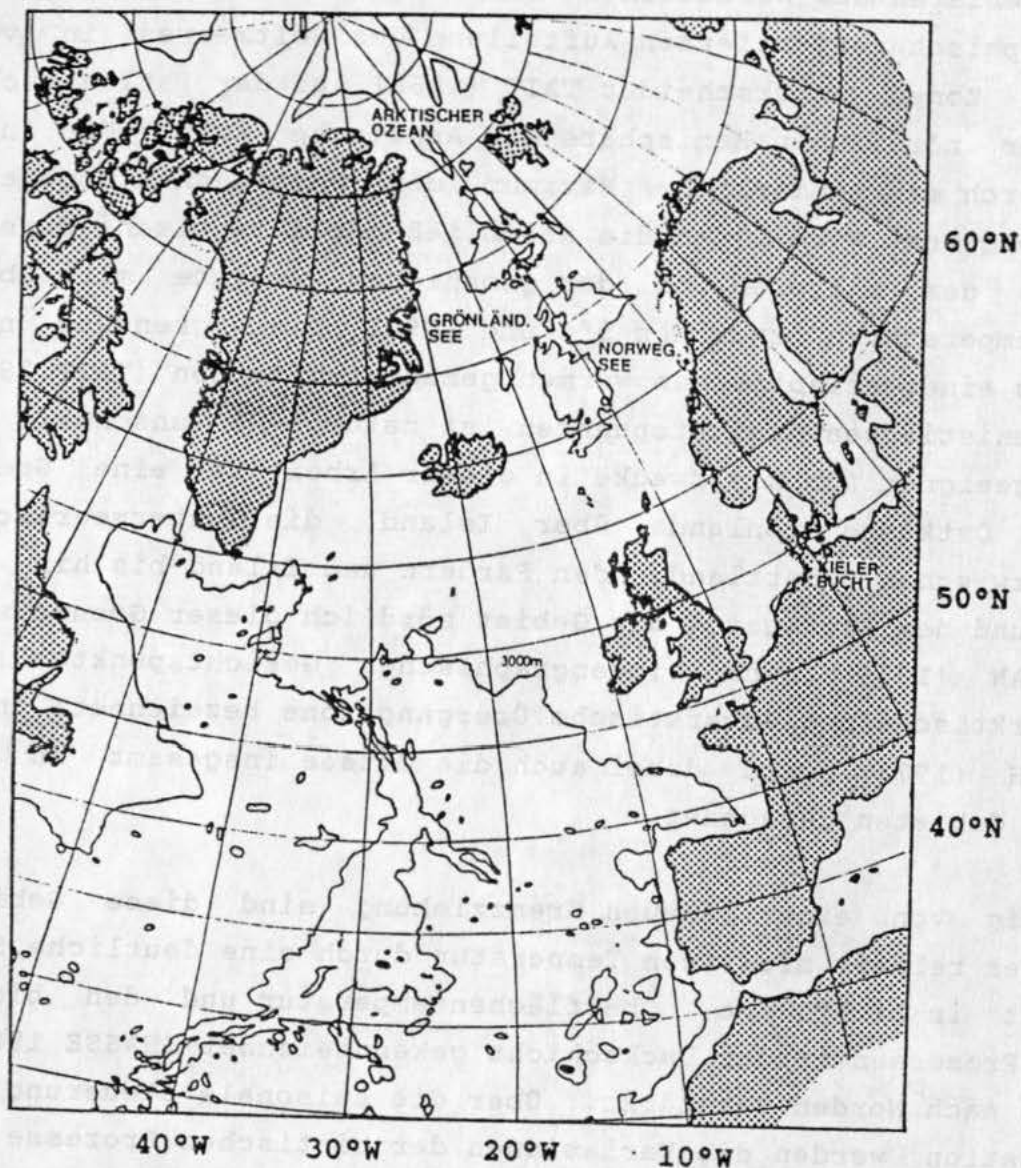


Abb.1 Karte des nördlichen Nordatlantik mit den untersuchten borealen und polaren Meeresgebieten: Kieler Bucht, Norwegische See, Grönländische See, Arktischer Ozean.

Besonderheiten der hier untersuchten Tiefseesedimente im Vergleich zu anderen Gebieten des offenen Ozeans, in denen ähnliche Untersuchungen vorgenommen wurden (z.B. nordwestafrikanische Auftriebsgebiete, Äquatorialer Atlantik, Ostpazifik), liegen zusätzlich in den durchweg sehr hohen Sauerstoffgehalten des Bodenwassers, die aus der neben den Antarktischen Gebieten einzigartigen Tiefenwasserbildung in der Norwegisch-Grönländischen See resultieren und die Auswirkungen auf die hier bearbeiteten Prozesse nahe der Sedimentoberfläche haben könnten. Für die Untersuchung der tiefer liegenden Sedimentschichten ist von Bedeutung, daß es sich beim Europäischen Nordmeer um ein geologisch sehr junges Teilbecken des Weltmeeres handelt, das sich durch Spreizung entlang des von Island bis in das Nordpolarmeer verfolgbar mittelozeanischen Rückens erst in den letzten 56 Millionen Jahren gebildet hat (vgl. VOGT 1986). Für die jüngere Geschichte sind die im Verlauf von Glazial/Interglazialzeiten in Qualität und Quantität außerordentlich stark variierenden Ablagerungen entscheidend (z.B. HENRICH et al. 1989), von denen auch erheblicher Einfluß auf das geochemische Milieu in den oberflächennahen Sedimenten ausgeübt wird.

2 FORSCHUNGSSTRATEGIEN FÜR UMSÄTZE AN DER SEDIMENT/WASSER-GRENZFLÄCHE

Für das Studium von Einzelprozessen und die Erstellung von Umsatzbilanzen, aus denen u.a. wieder auf Einzelreaktionen zurückgeschlossen werden kann, gibt es - auch bedingt durch den logistischen Aufwand - verschiedene Herangehensweisen. Diese unterscheiden sich sowohl im Grad der Integration in Raum und Zeit, als auch in der Genauigkeit.

2.1 Vergleich von Sedimentation und Akkumulation

Da durch die Sediment/Wasser-Grenzfläche ein Materialfluß stattfindet, lassen sich die Materialverluste als Folge des Abbaus oder der Auflösung, gegebenenfalls auch der Materialgewinn bei Aufnahme aus dem Ozean, durch Bilanzierung des Inputs (Sedimentation) und des Outputs (in tiefer liegende Sedimentschichten: Akkumulation) ermitteln. Während die Bestimmung von Sediment-Akkumulationsraten mit Hilfe von radiometrischen und anderen Datierungsmethoden schon eine längere meeresgeologische Tradition hat, konnten erst in den letzten Jahren verlässliche Messungen der Partikel-Zufuhr - auch von labilen (biogenen) Komponenten - zur Sediment/Wasser-Grenzfläche mit Hilfe von Sinkstoffallen durchgeführt werden (ZEITZSCHEL 1965; HONJO 1980; KNAUER et al. 1979; SMETACEK et al. 1984; DEUSER and ROSS 1980; WEFER et al. 1982; v.BODUNGEN et al. 1986; DEGENS and IZDAR 1987; WEFER 1989). Dabei zeigten mehrjährige Untersuchungen im Flachwasser (z.B. PEINERT et al. 1982) und in der Tiefsee (DEUSER 1987), daß zwar gewisse Schwankungen im Massenfluß auftreten, aber sich das saisonale Verteilungsmuster im wesentlichen wiederholt. Um die Vergleichbarkeit des Materials nahe der Sedimentoberfläche mit dem aus Sinkstoffallen sicherzustellen, lassen sich "nicht-zirkulierende" chemische Elemente oder Radionuklide heranziehen, die im Ozean entweder nicht oder mit bekannter Rate produziert werden. Als Beispiel für einen Vergleich der Raten für Partikelzufuhr und Akkumulation seien die Ergebnisse von COBLER and DYMOND (1980) angeführt, die aus Diskrepanzen zwischen beiden Raten auf eine Rückführung von Cu und Zn aus den Sedimenten des Äquatorialen Pazifiks an das Bodenwasser schließen, während gleichzeitig für die Elemente Fe, Al, Ba identische Materialflüsse erhalten

wurden. Einen etwas anderen Weg gehen SILVERBERG et al. (1987), indem sie aus der Partikelmischungsrate und dem Gradienten für organischen Kohlenstoff einen mittleren "Bioturbationsfluß" ins Sediment berechnen und diesen mit Messungen aus Sinkstofffallen vergleichen; aus der guten Übereinstimmung beider Raten schließen die Autoren, daß nur sehr wenig des sedimentierenden organischen Materials im Bodenwasser (unterhalb der Fallen) oder an der Sedimentoberfläche abgebaut wird.

2.2 Direkte Messungen von Umsatzraten am und im Sediment

Ebenso wie bei dem Vergleich von Sedimentations- und Akkumulationsraten wird auch beim Einschluß eines Bodenwasserkörpers über der Sedimentoberfläche ein Nettofluß erhalten, der nur indirekt Aufschluß über einzelne Reaktionen im Sediment erlaubt; für viele Fragestellungen sind jedoch gerade die auf diese Weise meßbaren Gesamtumsätze bzw. die Rückführungsrate an den Ozean entscheidend. Im Gegensatz zu dem zuvor genannten Verfahren kann durch Inkubation auch die Aufnahme gelöster Substanzen durch das Sediment verfolgt werden; zudem sind solche Direktbestimmungen genauer und erlauben eine verlässliche Entscheidung über Aufnahme oder Abgabe am Sediment, während die methodisch bedingte Ungenauigkeit des Vergleichs von Zufuhr und Akkumulation bei

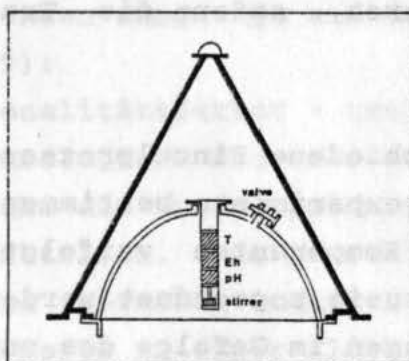


Abb.2 Gerät zur in situ Probenahme an der Sediment/Wasser-Grenzfläche: schematische Darstellung eines Einschlußsystems (Glocke) zur Untersuchung eines Sedimentareals mit dem darüberliegenden Bodenwasser (s.Kap.3.3.2). Das Gerät besitzt in der Mitte eine Sensoreinheit für die automatische Registrierung von Temperatur, Redoxpotential und pH; seitlich angebracht ist das Ventil für die Probenahme durch Taucher.

Prozessen mit geringem Umsatz vor großem partikulärem Konzentrationshintergrund eine solche Aussage kaum zuläßt. In Abb.2 ist das System ("Glocke") dargestellt, mit dem die in dieser Arbeit berichteten in situ Raten ermittelt wurden. Ausgehend von solchen in situ Einschlußsystemen im Flachwasserbereich (SMITH 1972; HALLBERG et al. 1972; BALZER 1978; McCaffrey et al. 1980; EMERSON et al. 1984; RUTGERS VAN DER LOEFF et al. 1984; u.v.a.) sind zunehmend auch selbständig arbeitende in situ Glocken für die Tiefsee entwickelt worden (SMITH et al. 1978; HINGA et al. 1979; SANTSCHI et al. 1984; BERELSON and HAMMOND 1986; DEVOL 1987). Die zuletzt genannten Autoren haben dabei auch den Nachweis erbracht, daß die durch in situ Inkubation bestimmten Raten den natürlich ablaufenden Prozessen entsprechen. Bei einem solchen Experiment am Mexikanischen Kontinentalschelf erlaubte die Abwesenheit von Sauerstoff im Bodenwasser und damit verbunden der Ausschluß von Bioturbationseffekten einen direkten Vergleich von Gesamtfreisetzungsraten (Glocken) mit aus Konzentrationsprofilen ermittelten Porenwasserflüssen: für die gelösten Komponenten Alkalinität, Silikat, Ammonium und Phosphat ergab sich dabei eine Übereinstimmung innerhalb von 25%. Dies kann gleichzeitig auch als Hinweis dafür gewertet werden, daß die wesentlichen Umsätze für diese Komponenten nicht außerhalb der Sedimentsäule stattfinden und daß Material-Flüsse, die aus Konzentrationsgradienten im Porenwasser berechnet werden (s. nächsten Abschnitt), in der Tiefsee verlässliche Gesamtfreisetzungsraten repräsentieren, sofern die Transportkoeffizienten quantifizierbar sind.

Die Umsatzraten für verschiedene Einzelprozesse lassen sich auch direkt durch Inkubationsexperimente bestimmen, wenn die Konzentrationsänderungen von Komponenten verfolgt werden, die dem betrachteten Prozeß eindeutig zugeordnet werden können, oder wenn die Konzentrationsänderungen im Gefolge des untersuchten Prozesses anhand eines hinzugefügten, markierten, chemischen Tracers ermittelt werden können. Ein Beispiel für die erstgenannte Herangehensweise ist die Bestimmung von Raten für die Denitrifikation nach dem C_2H_2 -Blockverfahren (SÖRENSEN 1978a), mit dem auch in der vorliegenden Studie gearbeitet wurde (vgl. Kap.3.3.2.4 und 4.3.2.1.3). Die Raten für Sulfat-Reduktion, über die in dieser

Arbeit berichtet wird, wurden zu einem wesentlichen Teil (vgl. Kap. 3.3.2.5) durch Tracer-Inkubation mit $^{35}\text{S-SO}_4^{2-}$ ermittelt (JÖRGENSEN 1978a).

2.3 Modellierung von Konzentrationsverteilungen im Sediment

Eine Alternative zur Bestimmung von Umsatzraten im Sediment durch Inkubation besteht in der Möglichkeit, aus der Konzentrationsverteilung von festen oder gelösten Spezies im Sediment Informationen über die Dynamik der ablaufenden Prozesse zu gewinnen. Dieses sog. "diagenetische Modellieren" kann an dieser Stelle weder vollständig noch ins Detail gehend behandelt werden, zumal es bereits Objekt zahlreicher systematischer Darstellungen ist (BERNER 1971, 1974, 1980; IMBODEN 1975; LERMAN 1979). Hier sollen nur kurz die Grundzüge erläutert werden, soweit in nachfolgenden Kapiteln Gebrauch von diesem Verfahren gemacht wird. Grundlage der Modellierung der vertikalen Verteilung von im Porenwasser gelösten oder festen sedimentären Komponenten ist die Aufstellung einer Massenbilanz in jeder Tiefe für die betrachtete Substanz als Folge von Transport (diffusive Prozesse und Advektion) und Reaktionen. Dazu sollen kurz die wichtigsten Terme dargestellt werden, die eine zeitliche Veränderung der Konzentration an einem Ort implizieren, bevor sie zu der "diagenetischen Grundgleichung" (BERNER 1980) in der hier verwendeten Form zusammengefaßt werden.

Ausgehend von der allgemeinen Formulierung für einen Materie-Fluß - hier und im folgenden eingeengt auf das System Bodenwasser-Sediment (LERMAN 1979):

$$\text{Fluß} = \text{Proportionalitätsfaktor} \cdot \text{treibende Kraft}$$

lassen sich zwei grundlegende Prozesse unterscheiden: Advektion und Diffusion. Obwohl die Unterscheidung zwischen beiden nicht scharf ist, ist es nützlich, sie getrennt zu behandeln. Ursache der Diffusion ist die thermisch induzierte, regellose Bewegung von Molekülen einer Sorte in einer Flüssigkeit oder einem Festkörper. Als Advektion soll hier verstanden werden die gerichtete Bewegung von Materie auf Grund von äußeren Kräften.

Advektion

Allgemein ist Advektion die Verfrachtung einer Materie-Einheit

bezüglich eines bestimmten Referenzpunktes unter dem Einfluß von äußeren Kräften. Der Referenzpunkt ist in dieser Arbeit grundsätzlich die Sediment/Wasser-Grenzfläche (s.o.). Von den vielen im Meer auftretenden advektiven Prozessen, wie z.B. Verdunstung, Wassertransport durch Stömungen oder Flußzufuhr, Porenwasserfluß durch austretendes terrigenes Grundwasser, Porenwasserfluß auf Grund hydrothermaler Prozesse, Porenwasserfluß als Folge von tektonischen Bewegungen (SUESS et al. 1985), Vergrabung von Porenwasser und festem Sediment mit der aufwachsenden Sedimentsäule und Sedimentation von Partikeln, sollen hier nur die letzten beiden behandelt werden. Für den hier betrachteten Bereich der Sediment/Wasser-Grenzfläche läßt sich die Advektion von partikulären Komponenten entsprechend der Depositionsgeschwindigkeit w durch

$$\partial C / \partial t = \partial / \partial z (w \cdot C)$$

beschreiben, wobei C die Konzentration, z die Sedimenttiefe und t die Zeit bedeuten; Analoges gilt für die Vergrabung von Porenwasserkomponenten mit der Geschwindigkeit v relativ zur Grenzfläche:

$$\partial C / \partial t = \partial / \partial z (v \cdot C)$$

Wenn man die Kompaktion des Sediments mit der Tiefe in erster Näherung vernachlässigt, ist v numerisch gleich der Akkumulationsrate, die somit als tiefenkonstant gefaßt werden soll.

Diffusion

Thermisch induzierte, regellose Bewegungen von Molekülen einer Sorte in einem Medium anderer Moleküle ergeben einen Netto-transport, sofern ein Konzentrationsgradient existiert; nach dem 1. Fick'schen Gesetz ist der Fluß mit dem Koeffizienten D

$$F = - D \cdot dC/dz .$$

Treibende Kraft für die molekulare Diffusion ist ein Gradient des chemischen Potentials der diffundierenden Spezies. Das zweite Fick'sche Gesetz beschreibt die Konzentration als Funktion von Ort und Zeit; für eine gegebene Tiefe z der 1-dimensionalen

Sedimentsäule ist die Änderung der Konzentration mit der Zeit gleich der Änderung des Flusses mit der Tiefe (BERNER 1980)

$$(\delta C / \delta t)_z = - (\delta F / \delta z)_t$$

(die Subscripte z und t, die den Wert des partiellen Differentials an einem Punkt z bzw. zu einer bestimmten Zeit t kennzeichnen, werden im folgenden nicht mehr dargestellt). Durch Einsetzen des Flusses $F = - D \cdot dC/dz$ ergibt sich die bekannte Formulierung für das 2.Fick'sche Gesetz:

$$\delta C / \delta t = \delta / \delta z (D \cdot \delta C / \delta z),$$

die die zeitliche Konzentrationsänderung an einem fixierten Punkt in Beziehung setzt zur 2.Ableitung der Konzentration nach der Tiefe. Wie bereits im Kap.1.4 erläutert wurde, muß nahe der Grenzfläche wegen der Organismen-tätigkeit mit einem vergrößerten, effektiven Diffusionskoeffizienten für gelöste Stoffe D_{eff} gearbeitet werden, der für zahlreiche Sedimente aus den Arbeitsgebieten untersucht wurde (vgl.Kap.3.2.2 und 4.2.2). Analog zum diffusiven Transport von gelösten Komponenten läßt sich mit Hilfe eines Partikelmischungskoeffizienten die Mischung von festen Sedimentbestandteilen infolge von Bioturbation beschreiben (vgl.Kap.3.2.1 und 4.2.1).

Reaktionen

Eine chemische Reaktion (R), die in einer Schicht $z+dz$ stattfindet und eine betrachtete Spezies produziert (z.B. Abbau- und Lösungsprodukte) oder verbraucht (z.B. C_{org} oder Oxidationsmittel beim Abbau organischer Materie), trägt ebenfalls zur zeitlichen Änderung der Konzentration bei:

$$\delta C / \delta t = R(z) .$$

Im allgemeinen ist die Rate der chemischen Reaktion nicht konstant, sondern eine Funktion der Tiefe z und ggf. auch der Zeit. Die Produktionsrate einer chemischen Spezies im Sediment nimmt i.a. mit der Tiefe ab, da die leicht abbaubaren bzw. leicht löslichen Komponenten mit zunehmendem Alter der Schicht und damit

mit der Tiefe verarmen. Die Tiefenverteilung der Produktionsrate wird bei der praktischen Anwendung zumeist in exponentiell abnehmender Form repräsentiert durch

$$R = R^0 \cdot \exp(-\beta z) \quad (\text{z.B. ALLER 1980a}).$$

Adsorption

Adsorption soll hier als Spezialfall einer konsumptiven Reaktion betrachtet werden, bei der eine Porenwasser-Komponente durch Wechselwirkung mit einer oder mehreren festen Phasen des Sediments verändert wird. Unter bestimmten Bedingungen kann die Verteilung einer chemischen Komponente zwischen Festkörper (C_s) und Lösung (C) durch ein einfaches lineares Verteilungsgesetz beschrieben werden (BERNER 1980; DUINKER 1986)

$$C_s = K \cdot C$$

Der Verteilungs- oder Adsorptionskoeffizient K wird i.a. der Einfachheit halber als tiefen- und zeitkonstant angesetzt, obwohl er abhängig ist nicht nur von der Temperatur, sondern auch von der Lösungszusammensetzung und der Qualität der Festkörper, die sich i.a. mit der Tiefe ändern; ferner muß hier von verdünnten Lösungen ausgegangen werden, die den Gebrauch von Konzentrationen anstelle von Aktivitäten erlauben. Bei der numerischen Einbeziehung von K in diagenetische Modelle müssen geeignete Umrechnungsfaktoren berücksichtigt werden, die dem unterschiedlichen Referenzsystem bei Konzentrationsangaben für gelöste und feste Stoffe Rechnung tragen.

Diagenetische Grundgleichung

Bei Berücksichtigung von diffusiven Prozessen mit dem Sedimentdiffusionskoeffizienten D_s , von Advektion mit der Akkumulationsgeschwindigkeit w , Adsorption (K) und einer resultierenden Rate (R) für alle gleichzeitig ablaufenden, chemischen Reaktionen bezüglich der betrachteten gelösten Komponente, lautet die allgemeine diagenetische Gleichung ohne Berücksichtigung bioturbaten Austausches (also unterhalb der Bioturbationszone)

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \left(\frac{1}{1+K} \right) \cdot \frac{\partial}{\partial z} \left(D_s \cdot \frac{\partial C}{\partial z} \right) - \omega \frac{\partial C}{\partial z} + \frac{R}{1+K}$$

Für die Modellierung von Konzentrationsprofilen nahe der Oberfläche müßte gegebenenfalls ein "effektiver" Transportkoeffizient an Stelle von D_s eingesetzt werden.

Dabei wurde hier angenommen, daß vertikale Porositätsänderungen unerheblich sind. Die Wirkung der Adsorption besteht darin, daß sie die Bedeutung von diffusiven Prozessen und der chemischen Reaktionen relativ zur Advektion herabsetzt; für zahlreiche gelöste Stoffe, wie Sulfat oder Nitrat, kann $K = 0$ gesetzt werden, so daß sich die Auswertung der Gleichung wesentlich vereinfacht. Wenn zusätzlich davon ausgegangen wird, daß das jeweilige Porenwasserprofil einen stationären Zustand repräsentiert, d.h. $\partial C / \partial t = 0$, gilt

$$0 = D_s \cdot \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} - \omega \frac{\partial C}{\partial z} + R$$

Dies impliziert, daß die Größen D_s , ω und R nicht zeitlich variieren dürfen, was - im strengen Sinne - selten der Fall sein wird. Die "steady state"-Annahme kann als gute Näherung betrachtet werden (BILLEN 1982), (a) wenn die "turnover"-Zeit (Verhältnis des Inventars der Spezies zur Rate seiner Produktion oder Konsumption) sehr groß ist im Vergleich zu Variationen in den Umweltbedingungen und (b) wenn die "turnover"-Zeit sehr kurz ist bezüglich eines Wechsels in den Umweltbedingungen, weil dann das Konzentrationsprofil dem Wechsel der äußeren Bedingungen folgt. Wenn die Größen D_s und ω bekannt oder abschätzbar sind, können für die diagenetische Gleichung relativ einfache analytische Lösungen gefunden werden, von denen in späteren Kapiteln Gebrauch gemacht wird, um die Größe R (Rate der Reaktion(en) im Sediment) zu ermitteln, die allerdings zunächst bezogen auf die Volumeneinheit Porenwasser oder Sediment erhalten wird. Daraus läßt sich dann eine integrierte Umsatzrate I , von der Oberfläche bis zu einer beliebigen Tiefe z_E , berechnen nach

$$I = \int_{z=0}^{z=z_E} R(z) dz .$$

In analoger Weise läßt sich mit dem Mischungskoeffizienten D_s die Verteilung von festen Komponenten im Sediment beschreiben

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D_s \cdot \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} - \omega \cdot \frac{\partial C}{\partial z} + R$$

Davon wird besonders im Kap.4.2 bei Ermittlung von Abbau-Raten aus der Verteilung von C_{org} in Tiefseesedimenten Gebrauch gemacht werden. Im Gegensatz zu gelösten Komponenten, bei denen die diffusiven Prozesse eine so hohe Geschwindigkeit haben, daß der advective Term quantitativ nicht ins Gewicht fällt, muß bei der

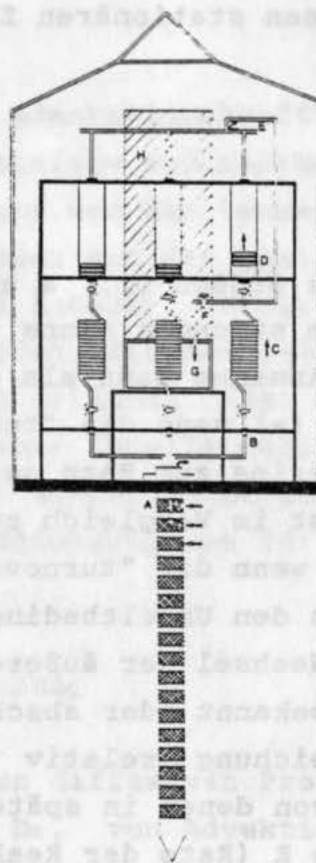


Abb.3 In situ Porenwassersammler, der für die kontaminationsfreie Porenwassergewinnung im Flachwasser (Kap.3.3.3) verwendet wurde. Nach Positionierung im Sediment wird im evakuierten Druckzylinder H ein Ventil geöffnet (oder an der Stelle G gesaugt), so daß das Porenwasser der verschiedenen Horizonte an den Stellen A eintritt, das vorher in den Röhren vorhandene Wasser vor sich herschiebt und sich schließlich in den Probenspiralen C sammelt.

diagenetischen Beschreibung von Verteilungen fester Komponenten im Einzelfall geprüft werden, in welchem Verhältnis die Akkumulationsrate und die benthische Partikelmischungsrate zueinander stehen.

Porenwasserfluß durch die Sediment/Wasser-Grenzfläche

Wenn für eine gelöste Komponente eine adäquate analytische Beschreibung der Konzentrationsverteilung $C(z)$ vorliegt, läßt sich der Fluß durch die Sediment/Wasser-Grenzfläche, d.h. $F_{z=0}$, berechnen als Folge von Diffusion im Porenwasser und advektivem Transport durch die wachsende Porenwassersäule

$$F_{z=0} = -\phi \cdot D_{eff} \cdot (dC/dz)|_{z=0} + \phi \cdot W \cdot C|_{z=0},$$

(da advektiver Transport als Folge von Adsorption an sedimentierenden Partikeln für die hier interessierenden gelösten Komponenten vernachlässigt werden kann). Diese Flüsse durch die benthische Grenzfläche sind nicht nur als Rückführungsraten an den Ozean von Bedeutung; für gelöste Spezies, die keinerlei adsorptiver Wechselwirkung mit festen Sedimentphasen oder Konsumptionsprozessen im Sediment unterliegen, kann der Porenwasserfluß unter "steady state" Bedingungen direkt mit der integrierten Rate der Produktion identifiziert werden.

In Abb.3 ist ein in situ Porenwassersammler dargestellt, mit dem die parallel zu einem Einschlußexperiment aufgenommenen Porenwasserprofile bestimmt wurden (Kap.3.3.3). Wegen des großen logistischen Aufwands beim Einsatz solcher Geräte wurden die Porenwässer aus den Tiefseesedimenten durch konventionelle Methoden des Auspressens mit Hilfe von Stickstoff gewonnen.

2.4 Massenbilanzen für teilweise abgeschlossene Meeresgebiete

Obwohl in dieser Arbeit kein Gebrauch davon gemacht wird, soll der Vollständigkeit halber ein Verfahren angesprochen werden, das es erlaubt, auf mittleren Zeitskalen integrierte Freisetzungs- oder Konsumptionsraten des Meeresbodens zu ermitteln. Bei Kenntnis der Konzentrationsänderungen als Folge von Prozessen in der

Wassersäule und des Feldes der vertikalen Austauschkoeffizienten (K_z) kann aus dem Konzentrationsprofil einer gelösten Komponente in der Wassersäule auf die Produktions-/Konsumptions-Raten am Meeresboden geschlossen werden. Ein solcher Weg wurde z.B. bei der Untersuchung der Denitrifikation in der Wassersäule und am Boden der Ostsee beschritten (SHAFFER and RÖNNER 1984). Am besten geeignet sind für dergleichen Bilanzen im Anschluß an RICHARDS (1965) stagnierende Meeresgebiete, da sie durch eine mehr oder weniger stark ausgebildete Dichteschichtung die Ermittlung von Transporttermen erleichtern und sich zumeist auch durch ein relativ einheitliches (anoxisches) chemisches Milieu auszeichnen (z.B. SMETHIE 1987; SCRANTON et al. 1987). DYRSSEN and SVENSSON (1982) fanden bei einem Vergleich von direkt mit Hilfe von Glocken gemessenen Freisetzungsraten von Sulfid vom Boden und dem aus Konzentrationsprofilen in der Wassersäule bestimmten Fluß eine recht gute Übereinstimmung.

3 DIE KIELER BUCHT ALS BOREALES FLACHWASSERSYSTEM

3.1. Konzeptioneller Rahmen für die raum-/zeitliche Variation der Prozesse

Die Prozesse nahe der Sediment/Wasser-Grenzfläche als einem nach oben und unten offenen System sind nur schwer aus sich selbst heraus analysierbar; vielmehr bedarf man einiger Kenntnisse (oder Annahmen) über Zusammensetzung und Menge des der Sediment/Wasser-Grenzfläche zugeführten und des sie verlassenden Materials sowie über bestimmte Randbedingungen. Ferner sind die hier untersuchten Prozesse nahe der benthischen Grenzfläche in Qualität (z.B. Dominanz aerober/anaerober Prozesse) und auch den Raten sehr starken raum-/zeitlichen Änderungen unterworfen. Um ein Gesamtbild der benthischen Prozesse in der Kieler Bucht zu zeichnen und zu bilanzierenden Aussagen für dieses semi-abgeschlossene System zu gelangen, ist es erforderlich, die Untersuchung auftretender Variationen in den Prozessen entlang von Randparametern zu strukturieren, die die Erfassung der hier interessierenden Prozesse mit ihrer Schwankungsbreite und die Bestimmung von charakterisierenden Mittelwerten erlauben. Aus den langjährigen, biologischen und sedimentchemischen Untersuchungen in der Kieler Bucht (vgl. die Zusammenfassung in: RUMOHR et al. 1987; BALZER et al. 1987) hat sich ergeben, daß die alljährlich ähnliche saisonale Abfolge der Sedimentationsereignisse und die Verteilung der wesentlichen Sedimenttypen einen geeigneten Rahmen für die Interpretation der Ergebnisse bereitstellen.

Eine weitere, langzeitliche Dimension für die Höhe der benthischen Umsatzraten besteht in der Variabilität zwischen den einzelnen Jahren. Durch Auswertung längerer Zeitreihen für die Umweltparameter in der Kieler Bucht hat sich ergeben (WEIGELT 1987), daß sich im Südwesten der Kieler Bucht die Sauerstoffverhältnisse seit 1957 deutlich verschlechtert haben, wobei großflächige Sauerstoffmangelereignisse vor allem in den Jahren 1981 (EHRHARDT and WENCK 1984) sowie 1983-1985 auftraten. Da die Datenbasis nicht ausreicht, um die Auswirkungen solcher Ereignisse auf die hier untersuchten Prozesse quantitativ von den anderen oben angeführten Einflußgrößen zu trennen, und da weiterhin ungesichert ist, ob es sich dabei um eine natürliche

Schwankungsbreite oder einen langfristigen Trend handelt, sind Variationen dieser Art nur dann explizit Gegenstand dieser Arbeit, wenn die erhobenen Primärdaten aus diesen Zeiträumen stammen.

3.1.1 Das Sedimentationsregime als Rahmen für saisonale Variation

Die Untersuchungen über die Saisonalität der Primärproduktion und die Verteilung der Sinkstoffe in der Kieler Bucht zeigen, daß trotz des bedeutenden Wasseraustausches mit benachbarten Gebieten sich ein einheitliches Bild für die biologischen Prozesse im Pelagial ergibt, das wie folgt zusammengefaßt werden kann (SMETACEK et al. 1984; v.BODUNGEN 1986; POLLEHNE 1986; SMETACEK et al. 1987): ausgehend von einer gut durchmischten Wassersäule am Ende des Winters findet die Aufnahme der über viele Jahre bemerkenswert konstanten Nährsalzgehalte (pro m² an einer 20 m Dauerstation) während der Phytoplankton-Frühjahrsblüte statt, deren Biomasse vollständig zum Meeresboden sedimentiert (Abb.4).

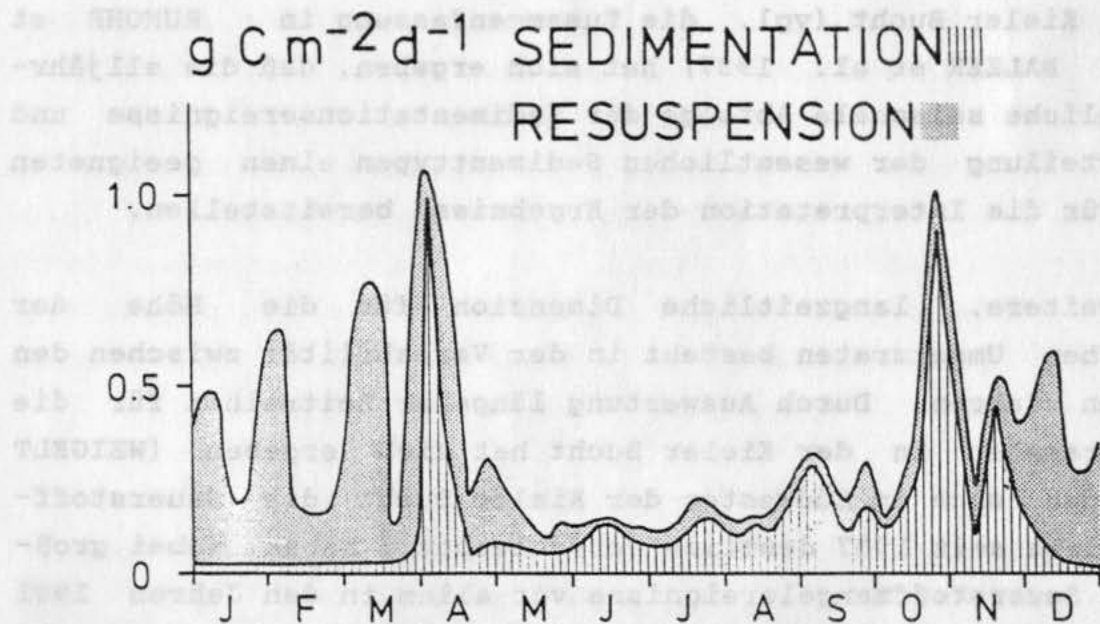


Abb.4 Typische Verteilung der Sedimentation in der Kieler Bucht (18 m Wassertiefe) im Verlauf eines Jahres, wobei zwischen primär sedimentierendem Material und resuspendiertem Sediment unterschieden wird. (aus: SMETACEK et al. 1984).

Im späten Frühjahr stützt sich die Primärproduktion zu einem wesentlichen Teil auf benthische Freisetzung von Nährsalzen, während im Sommer auf Grund der Stratifizierung der Wassersäule die Produktion auf regenerierten Nährsalzen aus der euphotischen Zone und lateraler Zufuhr aus flacheren Gebieten basiert, wobei nur wenig frisches Material zum Boden exportiert wird. Nach Auflösung der thermo-halinen Schichtung im Herbst werden durch Abbau am Meeresboden akkumulierte Nährsalze in die euphotische Zone gemischt, wo sie Anlaß zu einer Herbst-Blüte geben, deren Umfang sogar größer als der der Frühljahrsblüte sein kann und die auch im wesentlichen sedimentiert. Während des Winters findet Resuspension bereits zuvor abgelagerten Materials (Abb.4) statt, die auch zu einer horizontalen Umverteilung führen kann. Die von verschiedenen Autoren (ZEITZSCHEL 1965; v.BRÖCKEL 1975; POLLEHNE 1980; SMETACEK 1980; u.a.) in unterschiedlichen Jahren ermittelten jährlichen Sedimentationsraten variieren im Bereich von $30-60 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1} \text{ C}_{\text{org}}$, wobei sich aus den mehrjährigen Daten bei SMETACEK (1980) ein mittlerer Wert für die pelagische Sedimentation primären organischen Kohlenstoffs durch einen Horizont bei 18 m Wassertiefe von $40 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1} \text{ C}_{\text{org}}$ berechnen läßt. Als grobe Näherung kann gelten, daß je ein Drittel des organischen Materials während der Frühljahrs- bzw. Herbstsedimentation und während des gesamten Sommers zum Boden gelangt. In zahlreichen Arbeiten (z.B. BALZER 1978; GRAF et al. 1982, 1983; MEYER-REIL 1983) wurde nachgewiesen, daß zur Frühljahrsphase ein Maximum des Sauerstoffverbrauchs im Jahr auftritt und daß die Aktivität der benthischen Gemeinschaft durch die Zufuhr frischen Materials stimuliert wird. Auch als Folge der Sedimentation der Herbstblüte des Phytoplanktons kommt es zu einer solchen gesteigerten Aktivität der benthischen Organismen.

Weniger gut bekannt ist die Produktion von Großalgen und See-
gräsern (hauptsächlich) im Flachwasserbereich der Kieler Bucht und vor allem der Transport des sich daraus ergebenden Materials in Gebiete größerer Wassertiefe (SCHMIDT 1978; ABELE 1988). Daher müssen Schlüsse über die Bedeutung von Großalgendetritus für die benthischen Umsatzprozesse meist auf indirektem Wege gezogen werden.

3.1.2 Die Sedimentverteilung als Rahmen für laterale Variation

In Abb.5 ist eine Karte der Sedimentverteilung in der Kieler Bucht (nach: BABENERD and GERLACH 1987) wiedergegeben, in die auch die insgesamt bearbeiteten Stationen eingezeichnet sind (BALZER 1986). Nach BABENERD and GERLACH (1987) und auf der Basis früherer Untersuchungen (HINZ et al. 1971; SEIBOLD et al. 1971; u.a.) lassen sich in der Kieler Bucht Restsedimente, "patchy sediments" und Sande von den auf ca. 50% der Fläche vorliegenden, Feinmaterial akkumulierenden Schlicksanden, sandigen Schlicken und Schlicksedimenten unterscheiden (Abb.5). Im wesentlichen werden diese Sedimenttypen, für die Akkumulationsraten bei BALZER et al. (1987) zusammengestellt sind, auch in dem vom ehem. Sonderforschungsbereich 95 eingerichteten "Hausgartengebiet" vorgefunden, in dem die überwiegende Zahl der hier berichteten Untersuchungen stattgefunden hat (Stationen J, K und L in Abb.5).

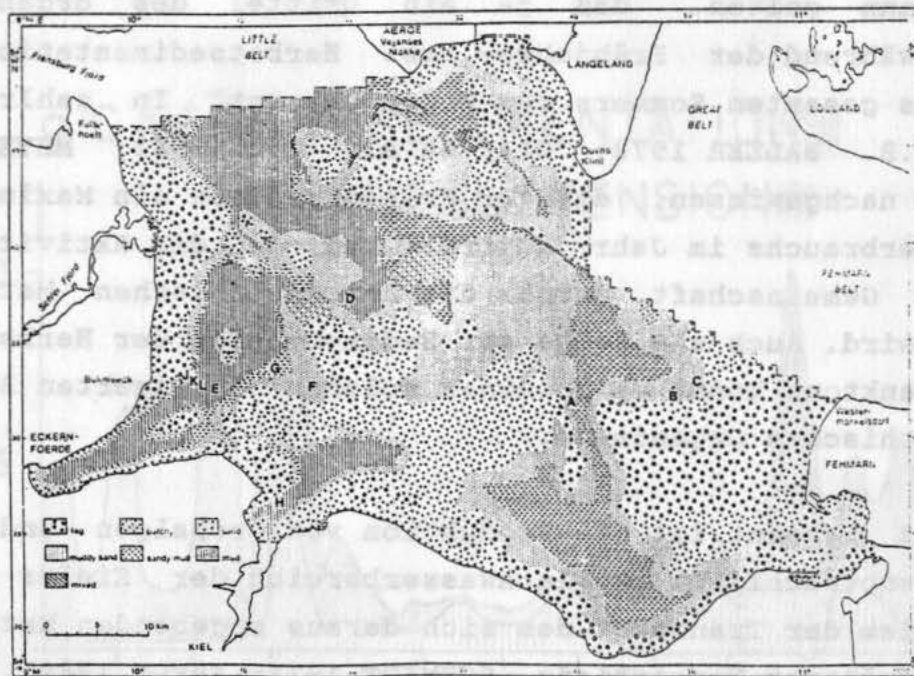


Abb.5 Sedimentverteilungskarte für die Kieler Bucht, in die verschiedene Stationen eingezeichnet sind, die für die Untersuchungen bearbeitet wurden und im Text jeweils angesprochen werden (nach: BABENERD and GERLACH 1987).

Trotz der Besonderheiten, die sich aus der Lage dieses Gebietes in der südwestlichen Ecke der Kieler Bucht ergeben, wird im folgenden häufig ein Transekt (Abb.6) von der Küstenlinie bis zum Rinnentiefsten als "Modell" für die gesamten Verhältnisse in der Kieler Bucht herangezogen. Nach WEFER und TAUCHGRUPPE (1974) treten Restsedimente bis 13.5 m Wassertiefe auf, an die sich Mittel- und Feinsande sowie schlickige Sande anschließen, bis ab ca. 23 m Wassertiefe der Bereich der Schlick akkumulierenden Sedimente beginnt, die bis ins Rinnentiefste bei 28 m reichen.

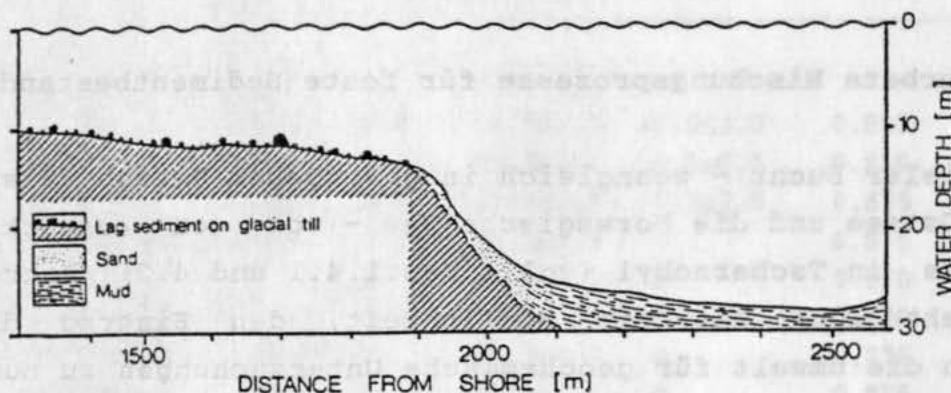


Abb.6 Sedimentverteilung an einem Transekt im südwestlichen Teil der Kieler Bucht ("Hausgartengebiet") (nach: WEFER and TAUCHGRUPPE 1974).

Die feineren Sedimente (Schlick - Sandschlick - Schlicksand) liegen unter der sich zum Sommer aufbauenden Salzgehalts- und Temperatursprungschicht; ihr so vom direkten Austausch mit der Atmosphäre abgeschnittenes Kontaktwasser verarmt während der Sommerstagnation an Sauerstoff. In den Schlickten treten typischerweise schon im obersten cm unter der Sedimentoberfläche negative Redoxpotentiale auf, in den Sanden erst unterhalb von 8 cm.

3.2 Transportprozesse

In der Einführung (Kap.1.4) wurde aufgezeigt, welche Bedeutung der durch Organismen bewirkte Transport von Sedimentpartikeln und von gelösten Komponenten für die Umsatzprozesse am Sediment hat. In den nachfolgenden Abschnitten werden zunächst Ergebnisse zur biogenen Partikelmischungsrate vorgestellt, denen dann Untersuchungen zum Lösungstransport durch molekulare, biogene und physikalische Prozesse folgen. Soweit wie möglich soll dabei versucht werden, für zwei sehr unterschiedliche Sedimenttypen (Schlicksand und Schlick) ein vollständiges Bild der jahreszeitlichen Variation in diesen Parametern zu zeichnen.

3.2.1 Bioturbate Mischungsprozesse für feste Sedimentbestandteile

Da die Kieler Bucht - wenngleich in geringerem Umfang als die zentrale Ostsee und die Norwegische See - von den Auswirkungen des Unfalls in Tschernobyl (vgl. Kap.1.4.1 und 4.2) betroffen ist, besteht auch hier die Möglichkeit, den Eintrag dieses Signals in die Umwelt für geochemische Untersuchungen zu nutzen. Durch regelmäßige Untersuchungen des Deutschen Hydrographischen Instituts vor und nach dem Unfall (BECKER 1987; NIES und WEDEKIND 1987) ist bekannt, daß die westliche Ostsee unmittelbar nach dem Unfall mit ca. $500-2000 \text{ Bq} \cdot \text{m}^{-2}$ an ^{137}Cs kontaminiert wurde, wobei Vermischungsvorgänge zu einer raschen Abnahme der anfänglich hohen Konzentrationen führten. Da die westliche Ostsee auch schon vor dem Kraftwerksunfall durch Zufuhr aus den Wiederaufbereitungsanlagen von Sellafield (vormals: Windscale) und La Hague (über den Wasseraustausch mit der Nordsee) sowie die Atomwaffenversuche der 60iger Jahre mit ^{137}Cs kontaminiert wurde, kann nur das ^{134}Cs dem Unfall direkt zugeordnet werden.

Um für zwei wichtige Sedimenttypen der Kieler Bucht, die sich wesentlich in Redoxmilieu, Akkumulationsrate und Organismen-Besiedelung unterscheiden, benthische Mischungsraten zu ermitteln, wurden die Radiocaesium-Gehalte (^{134}Cs und ^{137}Cs) in den obersten Sedimentschichten von 3 Kernen (Schlick: Kern KB:B28; schlickiger Sand: Kerne KB:G17 und KB:B20) engständig bestimmt (Tab.2 und Abb.7). Vor allem anhand des Profils B28 ist ersichtlich, daß das ^{137}Cs nicht nur aus Tschernobyl stammen

Tab.2 Radiocaesium-Gehalte in Sedimenten der Kieler Bucht:
B28 (Schlick, Boknis Eck, 28m), G17 (Schlickiger Sand,
Gabelsflach, 17m) und B20 (Schlickiger Sand, Boknis Eck,
20m)

STATION (Datum)	¹³⁷ Cs Probenahme	¹³⁴ Cs	¹³⁷ Cs Am 26.4.86	¹³⁴ Cs	Porosität
Schicht/cm	--Bq/kg--		-----Bq/kg-----		
KB B28 (30. 3.87)					
0.0-0.5	97.6	14.7	99.7±3.3	20.0±3.0	0.885
0.5-1.0	95.8	10.2	97.9±5.1	14.0±6.3	0.880
1.0-1.5	78.2	3.9	79.8±2.7	5.3±2.5	0.875
1.5-2.0	64.4	0	65.8±2.9	0	0.875
2.0-2.5	53.7	0	54.9±3.2	0	0.870
2.5-3.0	59.6	0	60.9±3.3	0	0.870
3.0-3.5	63.0	0	64.3±4.7	0	0.875
3.5-4.0	60.1	0	61.4±2.3	0	0.875
KB G17 (30. 3.87)					
0.0-0.5	21.6	5.1	22.0±1.5	7.0±1.8	0.665
0.5-1.0	17.5	4.5	17.9±1.4	6.1±1.5	0.568
1.0-1.5	15.5	4.7	15.9±1.4	6.4±1.4	0.520
1.5-2.0	13.4	2.6	13.7±1.3	3.5±1.9	0.500
2.0-3.0	10.7	2.2	10.9±0.8	2.9±0.9	0.490
3.0-4.0	9.8	1.4	10.0±0.7	1.8±0.9	0.475
4.0-5.0	7.3	0	7.4±0.7	0	0.477
6.0-7.0	3.8	0	3.9±0.5	0	0.468
7.0-8.0	2.8	0	2.8±0.5	0	0.460
8.0-9.0	2.7	0	2.8±0.3	0	0.445
KB B20 (13.01.88)					
0.0-1.0	18.2	3.9	19.0±1.5	7.0±2.3	0.566
1.0-2.0	15.5	3.4	16.1±1.2	6.0±2.9	0.499
2.0-3.0	17.0	3.4	17.7±1.1	6.0±1.7	0.492
3.0-4.0	14.6	1.4	15.2±1.0	2.5±2.1	0.491
4.0-5.0	11.2	0	11.6±0.9	0	0.471
5.0-7.0	7.9	0	8.2±0.4	0	0.466
7.0-9.0	4.5	0	4.6±0.5	0	0.456
9.0-11.	3.1	0	3.2±0.6	0	0.442
11.-13.	2.9	0	3.0±0.4	0	0.459

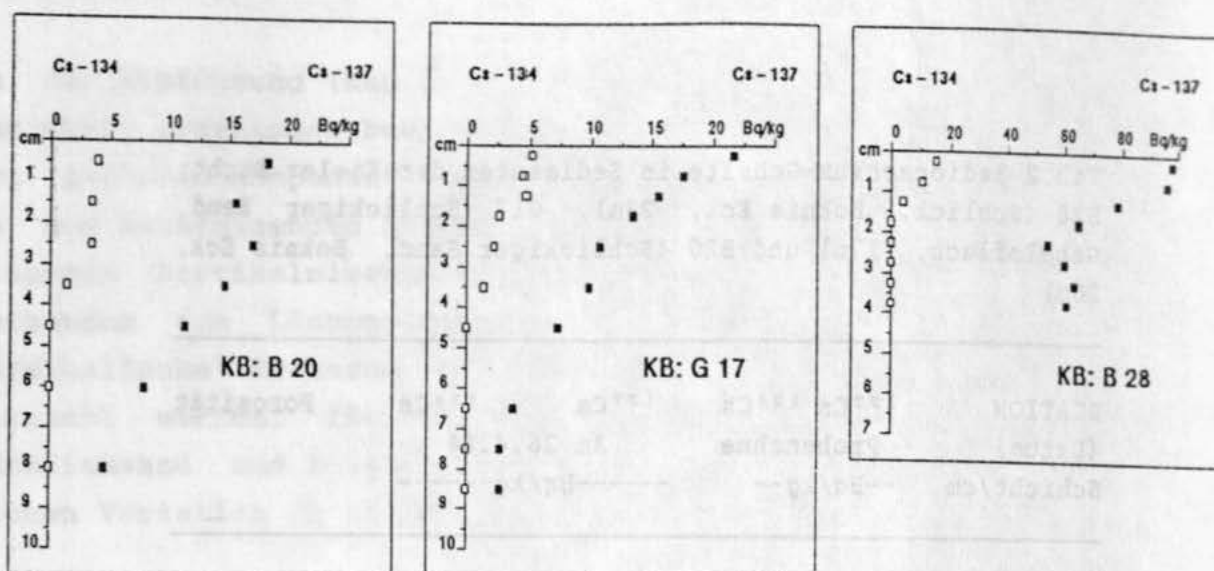


Abb.7 Verteilung von ^{134}Cs und ^{137}Cs in Sedimenten der Kieler Bucht aus Einträgen von Atomwaffenversuchen, Wiederaufbereitungsanlagen und dem Unfall in Tschernobyl. Die Profile KB:G17 und KB:B20 stammen von Schlicksand-Sedimenten, KB:B28 von einem Schlicksediment. Das ^{134}Cs kann wegen der kurzen Halbwertszeit ausschließlich dem Unfall von Tschernobyl zugeordnet werden.

kann, da die Profile von ^{134}Cs und ^{137}Cs trotz des schnelleren Zerfalls des leichteren Nuklids ähnlich aussehen müssten; außerdem müssten ^{134}Cs und ^{137}Cs im Verhältnis von ca. 0.5 (zerfalls-korrigiert auf den 26.4.86) zueinander stehen (vgl.Tab.3). Offensichtlich entstammt ein wesentlicher Teil des ^{137}Cs den Atomwaffenversuchen der 60iger Jahre sowie - in wesentlich geringerem Umfang - dem Eintrag aus o.a. Wiederaufbereitungsanlagen (vgl. Kap.3.3.1.2 und Abb.7); aufgrund der relativ kurzen Halbwertszeit dürfte ^{134}Cs nur noch in vernachlässigbaren Mengen vorliegen. Nur das ^{134}Cs kommt also in Frage für die Berechnung von Mischungsraten, die ja eine bekannte oder zumindest abschätz-bare Inputfunktion benötigen. Beim Vergleich der ^{134}Cs -Profile der Sedimente von KB:B28 und KB:G17, die fast genau 1 Jahr nach dem Unfall entnommen wurden, fällt als erstes die unterschiedliche Eindringtiefe des ^{134}Cs auf: offensichtlich verhindert das lebensfeindlichen Milieu an der Station KB:B28 (sauerstoffarmes bis nahezu alljährlich im Sommer sauerstofffreies Bodenwasser; Redoxcline in 0-15 mm Sedimenttiefe) den Aufbau einer allseitig aktiven Organismengemeinschaft (ARNTZ 1981; WEIGELT 1987). Hinge-

gen läßt sich das ^{134}Cs an den flacher gelegenen und in Bodenwasser und Sediment besser belüfteten Stationen KB:G17 und KB:B20 bereits nach dieser kurzen Zeit bis in 4 cm Tiefe verfolgen.

Das Modell zur Ermittlung der Partikelmischungsraten

Das verwendete numerische Modell zur Simulation der biogenen Einmischung von Partikeln, mit denen assoziiert das ^{134}Cs vorliegt, ist diffusionsorientiert, zum einen, weil die unterschiedlichen Wühltätigkeiten einer Organismengemeinschaft sich auf diese Weise am ehesten annähern lassen (vgl. Kap.1.4), zum anderen, um die Vergleichbarkeit mit den Ergebnissen anderer Autoren zu gewährleisten, die den Mischungsvorgang zumeist in eben dieser Weise quantitativ zu beschreiben versuchen. Das Modell bezieht sich nur auf die feste Fraktion des Sediments, da alternative Lösungen (Festsediment mit Porenwasser) bei den großen Änderungen der Porosität nahe der Oberfläche erhebliche Fehler ergeben würden. Durch Anpassung an die Meßwerte wurde ein einheitlicher vertikaler Mischungskoeffizient errechnet, und es wurde davon abgesehen, dem Mischungskoeffizienten eine tiefen- oder zeitabhängige Form zu geben (z.B. OLSEN et al. 1981; CHRISTENSEN and BHUNIA 1986; vgl. auch Kap.1.4.1 und 4.2.1), da die Anzahl der Meßwerte dafür unzureichend ist, die Inputfunktion an diesen Stationen nicht hinreichend definiert ist und weil die Anzahl der einzelnen Mischungseignisse noch nicht groß genug war.

Tab.3 Sedimente der Kieler Bucht (B28: Schlick; G17 und B20: schlickiger Sand): Radiocaesium-Inventare in den obersten Schichten (zerfallskorrigiert auf das Datum der Probenahme bzw. des Tschernobyl-Unfalls, Verhältnis $^{134}\text{Cs}/^{137}\text{Cs}$ und tiefenkonstanter Mischungskoeffizient D_b (siehe Text).

STATION		^{137}Cs	^{134}Cs	^{137}Cs	^{134}Cs	$\frac{^{134}\text{Cs}}{^{137}\text{Cs}}$	D_b
		Probenahme		Am 26.4.86		(26.4.86)	(^{134}Cs)
		--Bq·m ⁻² --		--Bq·m ⁻² --			cm ² ·s ⁻¹
B28	(0-4 cm)	886.4	42.3	900.7	57.8	0.064	1.1 10 ⁻⁸
G17	(0-4 cm)	618.9	134.7	632.1	180.7	0.29	9.4 10 ⁻⁸
B20	(0-4 cm)	789.8	145.1	822.3	257.7	0.31	5.8 10 ⁻⁸

Aus verschiedenen Untersuchungen mit Sinkstofffallen (KEMPE and NIES 1987; BUESSELER et al. 1987; FOWLER et al. 1987; BAUMANN et al. 1989), den eigenen Ergebnissen aus Sedimenten des Voering-Plateaus (Kap.4.2.1) und der geringen Wassertiefe in der Kieler Bucht läßt sich ableiten, daß ein Teil des Radiocaesium aus Tschernobyl nach dem Eintrag auf die Meeresoberfläche (ab: 26.4.86) sehr schnell mit der zu dieser Zeit stattfindenden biogenen Sedimentation zum Sediment gelangt sein muß. Für die Inputfunktion wurde daher angenommen, daß das gesamte ^{134}Cs in der Zeit vom 26.4.-15.6.1986 mit der biogenen Sedimentation dem Meeresboden gleichmäßig zugeführt wurde und daß anschließend keine Aufbringung auf das Sediment mehr stattfand. Diese Annahme ist nur kompatibel mit der Vorstellung, daß das im Sediment vorgefundene Radiocaesium im wesentlichen der partikulär eingebrachten Fraktion des Gesamteintrags entspricht und es sich nicht in erster Linie um adsorptive Wechselwirkung mit gelöst vorliegendem Radiocaesium handelt. Gestützt wird diese Festlegung der Inputfunktion durch die Verteilung im Sediment (Abb.7), da sich bei kontinuierlicher Zufuhr über die gesamte Zeit bis zur Probenahme sehr viel mehr ^{134}Cs in der obersten Schicht befinden müßte. Entsprechend einem in Kap.4.2.1 näher erläuterten Verfahren (wo auch die chemische Form des Radiocaesiums aus Tschernobyl und die angewendeten Modelle genauer diskutiert werden) wurde also davon ausgegangen, daß die Sedimente in der Zeit vom 26.4.86 bis zum 15.6.86 einen konstanten Input erfuhren, der beginnend mit dem 26.4.86 bis zum Probenahmetag durch Makrofauna gleichmäßig in das Sediment eingemischt wurde.

Die Ergebnisse der Modell-Läufe mit einem Mischungskoeffizienten, der die kleinste quadratische Abweichung der Modell-Verteilung von den gemessenen Konzentrationen ergab, sind in Tab.3 aufgelistet und in Abb.8 graphisch dargestellt, aus der sich die durchweg gute Beschreibung der Meßdaten mit diesem einfachen Modell ersehen läßt. Wie schon aus der Tiefe der Einmischung vermutet, liegen die Mischungskoeffizienten in den schlickigen Sanden, die den stabileren und günstigeren Umweltbedingungen entsprechend eine reichere Makrofauna-Besiedelung ermöglichen, mit $D_B = 5.8 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (KB:B20) und $D_B = 9.4 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (KB:G17) wesentlich über dem des Schlicksedimentes mit $D_B = 1.1 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Die beiden höheren Mischungsraten sind vergleichbar mit

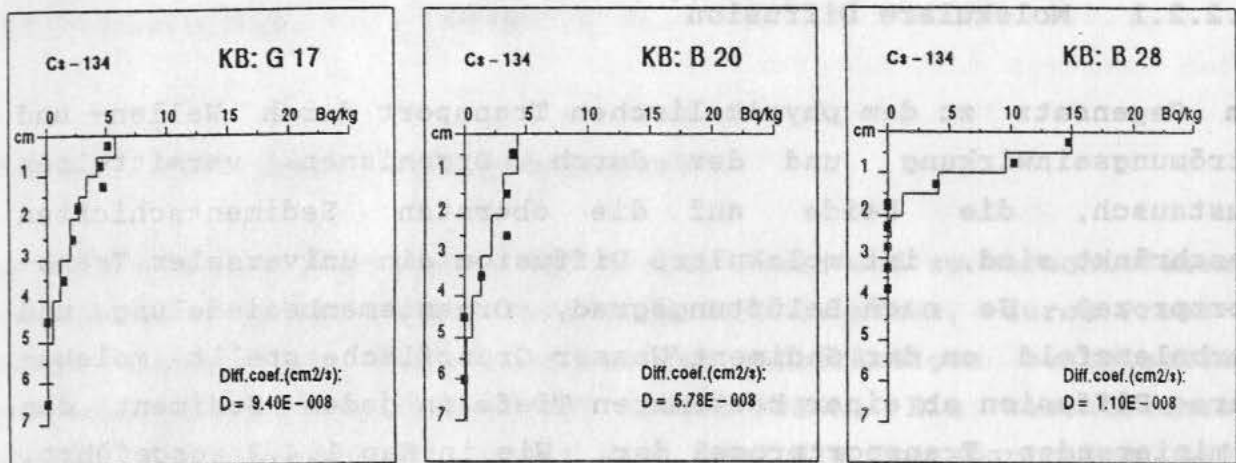


Abb.8 Bestimmung von biogenen Partikelmischungskoeffizienten durch Anpassung an die ¹³⁴Cs-Daten mit einem quasi-diffusiven Modell. Die Profile KB:G17 und KB:B20 stammen von Schlicksand-Sedimenten, KB:B28 von einem Schlicksediment. Jeweils unten rechts ist der durch Anpassung ermittelte Koeffizient eingetragen.

den bei BILLEN (1982) zusammengestellten Koeffizienten aus anderen küstennahen Gebieten, während die Rate aus dem Schlicksediment in der Größenordnung der Werte für hemipelagische Tiefseegebiete liegt. Die Auswirkungen dieser unterschiedlichen Mischungsraten auf die Größe der Umsatzraten von organischer Materie werden in Kap.3.3.2 und zusammenfassend in Kap.5 diskutiert.

3.2.2 Transportprozesse für gelöste Komponenten

3.2.2.1 Molekulare Diffusion

Im Gegensatz zu dem physikalischen Transport durch Wellen- und Strömungseinwirkung und dem durch Organismen vermittelten Austausch, die beide auf die obersten Sedimentschichten beschränkt sind, ist molekulare Diffusion ein universaler Transportprozeß. Je nach Belüftungsgrad, Organismenbesiedelung und Turbulenzfeld an der Sediment/Wasser Grenzfläche stellt molekulare Diffusion ab einer bestimmten Tiefe in jedem Sediment den dominierenden Transportprozeß dar. Wie in Kap.1.4.2 ausgeführt, ist die Größe des molekularen Sedimentdiffusionskoeffizienten auf Grund der Abhängigkeit von der Tortuosität bzw. der Porosität je nach Sedimenttyp unterschiedlich und muß in geeigneten Experimenten ermittelt werden, sofern man nicht auf funktionale Beziehungen (z.B. ULLMAN and ALLER 1982) zu leicht meßbaren Größen zurückgreifen will. Als geeignete Tracer für Experimente in der Kieler Bucht und der Norwegischen See (Kap.4.2.2) zum diffusions- bzw. organismenkontrollierten Transport ins Sediment haben sich tritiiertes Wasser (HTO) und Bromid erwiesen, deren Äquivalenz hinsichtlich der Diffusion in verschiedenen Sedimenten nachgewiesen wurde (BALZER und DICKE, in Vorb.).

Bei Experimenten mit Sedimenten verschiedener Standorte in der Kieler Bucht, in denen die Makrofauna abgetötet worden war, ermittelte DICKE (1986) molekulare Sedimentkoeffizienten (normiert auf 5°C und HTO als Tracer) im Bereich von $D_s = 5.3 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ bis $D_s = 8.3 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ für mittlere Porositäten von $\phi = 0.30$ bis $\phi = 0.87$. Durch Versuche mit ursprünglich hoher bzw. niedriger Makrofaunabesiedelung ergab sich dabei auch, daß die Existenz der toten Organismen und der von ihnen erzeugten Wühlgefüge die ermittelten Koeffizienten nicht beeinflussen. Sowohl die Größe dieser Koeffizienten als auch die Verhältnisse von Diffusion im Sediment zu der im freien Wasser (D_s/D_o) stimmen recht gut mit Messungen aus anderen küstennahen Gebieten überein (DUURSMA and BOSCH 1970; McDUFF and ELLIS 1979; JÖRGENSEN 1978b; KROM and BERNER 1980a; MATISOFF 1980). Hinsichtlich des Zusammenhangs von D_s/D_o mit der Porosität ergaben sich für Sandsedimente mit $D_s/D_o = \phi^{-0.75}$ leichte Abweichungen zu der von ULLMAN and

ALLER (1982) durch Auswertung der Literaturdaten etablierten Relation (vgl. auch die Zusammenstellung verschiedener funktionaler Zusammenhänge bei: LERMAN 1979).

3.2.2.2 Bioturbater Lösungstransport

An verschiedenen Standorten der Kieler Bucht und zu verschiedenen Jahreszeiten wurden Transportversuche mit intakten, durch Probenahme ungestörten Sedimenten und der vollständigen benthischen Lebensgemeinschaft durchgeführt (DICKE 1986). Ein wesentliches Ergebnis dieser Studien (s.u.) war, daß die Transportraten und dementsprechend die Organismenaktivität maximale Werte im Frühjahr zur Zeit der ersten Planktonblüte und deren Sedimentation zeigten: offensichtlich wird die Bioturbationsleistung mehr durch Zeitpunkt und Menge des sedimentierenden organischen Materials bestimmt als durch die Temperatur. Bei diesen Experimenten ließen sich die biogenen Transportvorgänge im Sediment mit wenigen Ausnahmen, an denen jeweils der sehr bewegungsaktive Priapulide Halicryptus spinulosus beteiligt war, durch ein diffusionsorientiertes 2-Schichten-Transportmodell erklären. Durch modellinhärente Begrenzungen war es dabei allerdings nicht möglich, die aktuellen Gradienten in der Porosität zu berücksichtigen und Kontinuität zwischen dem "effektiven", biogenen Transportkoeffizienten in der oberen Zone und dem darunter herrschenden molekularen Koeffizienten zu schaffen.

Um die außerordentlich starke Erhöhung des bioturbaten Transports im Frühjahr genauer zu untersuchen und um die vorhandenen Modellvorstellungen zur Form des organismenkontrollierten Transportes (u.a. ALLER 1978; McCAFFREY et al. 1980; EMERSON et al. 1984) zu überprüfen, wurden von Anfang April bis Mitte Mai (1987) - der Zeit des jährlichen Sedimentationsmaximums (SMETACEK 1980; PEINERT et al. 1982) - jeweils 4 Kerne von 2 typischen Standorten der Kieler Bucht entnommen und mit Bromid als Tracer bei angenäherter in-situ Temperatur von 5°C inkubiert. Nach Gesichtspunkten der C_{org} -Verteilung, der Sedimentbelüftung und der Organismenbesiedelung wurde ein Schlicksedimentgebiet bei Boknis Eck (B 28 m) mit sehr flach liegender Redoxcline und ein gut belüftetes, C_{org} -ärmeres Sediment aus schlickigem Sand am Gabels-

flach (G 17 m) ausgewählt (vgl. Kap. 3.2.1).

Das angewandte Modell ist als numerische Näherung des 2. Fick'schen Gesetzes diffusionsorientiert, erlaubt also nur Transport zwischen benachbarten Sedimentschichten; diese Beschreibung der integralen Transportleistung als ungerichteter Prozeß erscheint besonders sinnvoll bei der Untersuchung von Gemeinschaften von Organismen mit unterschiedlicher Größe, Lebenstätigkeit, Tiefenpräferenz und Aktivität. Ausgehend von der zeitlichen Abnahme des Tracers im überstehenden Wasser, die aus den Meßpunkten durch Anpassung an eine Exponentialfunktion oder ein Polynom kontinuierlich gestaltet wurde, wurde für sehr kleine Zeitintervalle (dt) der Fluß mit der aktuellen Porosität für jede Schicht nach dem ersten Fick'schen Gesetz zwischen den einzelnen Schichten ermittelt und nach jedem Durchlauf die Konzentration in den einzelnen Schichten neu berechnet. Durch Vergleich mit einer analytischen Lösung für eine momentane Flächenquelle (CRANK 1975) mit der zusätzlichen Bedingung, daß die Porosität konstant mit der Tiefe ist, wurde sichergestellt, daß der Algorithmus richtig und die gewählten Zeit- und Tiefenintervalle für eine hinreichend gute Näherung des Fick'schen Gesetzes klein genug waren. Nach Durchlaufen aller Schritte, deren Zahl sich aus der Versuchszeit und dem Zeitintervall ergab, wurde die mit einem vorgegebenen $D_s(z)$ berechnete Tracerverteilung für die Schichttiefenbereiche der Meßwerte integriert und mit diesen verglichen; dabei wurde das $D_s(z)$ solange nach der Methode kleinster Fehlerquadrate variiert, bis sich die besten Anpassungen um weniger als 2% unterschieden. Nach anfänglichen Versuchen mit einem einheitlichen "effektiven" Diffusionskoeffizienten für alle Schichten stellte sich heraus, daß ein 2-Schichten-Modell mit einem erhöhten biogenen Koeffizienten in den obersten Zentimetern nebst molekularem Transport darunter den hier gemessenen Tracerverteilungen eher angemessen war; dementsprechend wurde nach visueller Inspektion eine Sedimenttiefe festgelegt, bis zu der erhöhter Transport zugelassen wurde. In den Abb. 9 und Abb. 11 sind die Abnahme der Tracerkonzentration im Überstand (obere rechte Ecke), die modellierte Tracerverteilung nach Versuchsende zusammen mit den Meßwerten aus dem Porenwasser (jeweils normiert auf die Endkonzentration im Überstand) und der ermittelte "effektive" Koeffizient dokumentiert.

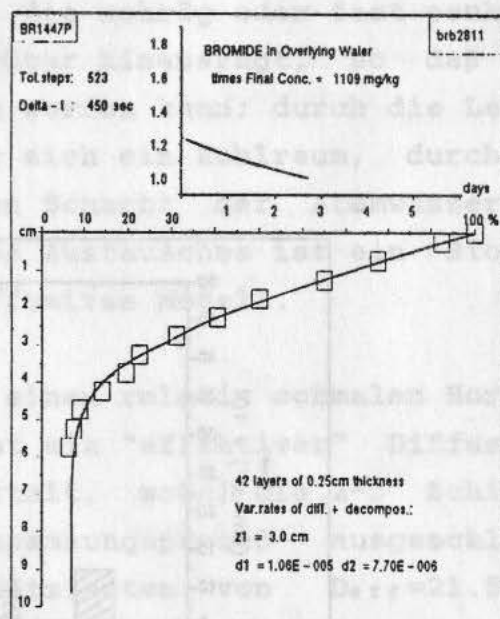
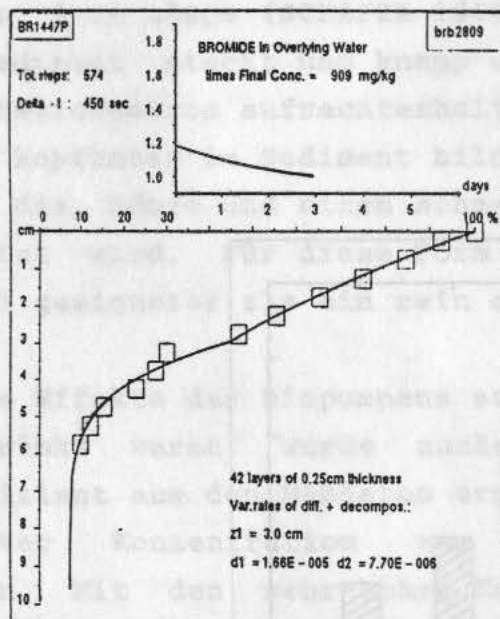
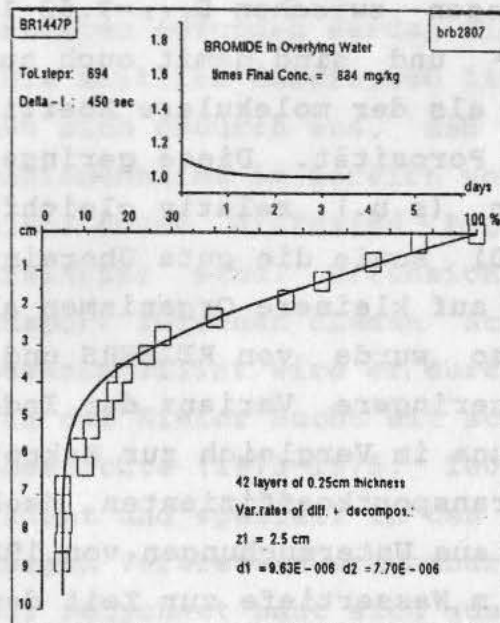
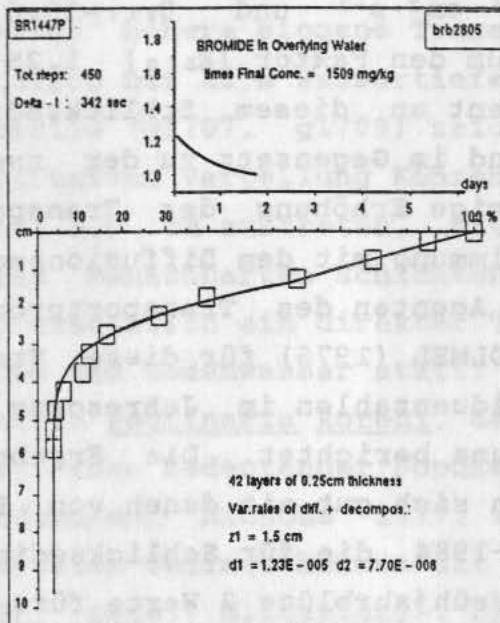


Abb.9 Boknis Eck 28 m: Bioturbater Transport eines gelösten Tracers in 4 Sedimente während der Frühjahrssedimentation (b2805: 29.3.; b2807:9.4.; b2809:24.4.; b2811:13.5.) sowie die mit einem 2-Schichten-Modell simulierte Verteilung; oben rechts: Abnahme des Tracers im Überstand.

Die in Abb.9 dargestellten Ergebnisse aus Schlicksedimenten bei Boknis Eck in 28 m Wassertiefe zeigen durchweg eine sehr gute Übereinstimmung zwischen modellierter und gemessener Tracer-Verteilung. Die Koeffizienten für die Oberflächenschicht bis zu 3 cm liegen zwischen $D_{eff}=9.63 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ und $D_{eff}=16.6 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ und sind damit auch nur um den Faktor (K_{B10}) 1.25-2.16 höher als der molekulare Koeffizient an diesem Schlicksediment hoher Porosität. Diese geringe und im Gegensatz zu der zweiten Station (s.u.) relativ gleichförmige Erhöhung des Transportes (Abb.10) sowie die gute Übereinstimmung mit dem Diffusionsmodell deuten auf kleinere Organismen als Agenten des Transportprozesses hin; so wurde von REIMERS und KÖLMEL (1976) für diese Station eine geringere Varianz der Individuenzahlen im Jahresgang von Meiofauna im Vergleich zur Makrofauna berichtet. Die Ergebnisse zum Transportkoeffizienten decken sich gut mit denen von DICKE (1986) aus Untersuchungen von 1983-1984, die für Schlicksedimente bei 28 m Wassertiefe zur Zeit der Frühjahrblüte 2 Werte für K_{B10} von 1.2 und 4.5 berichtet.

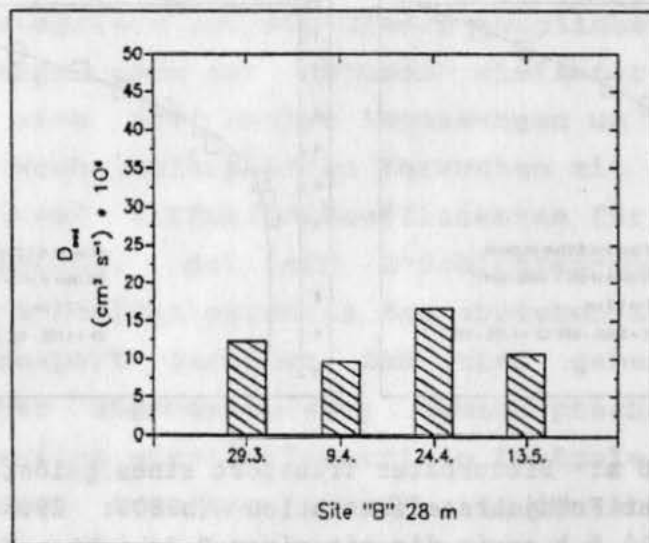


Abb.10 Boknis Eck 28 m: "Effektive" Sedimentdiffusionskoeffizienten während der Frühjahrssedimentation (b2805: 29.3.; b2807: 9.4.; b2809: 24.4.; b2811: 13.5.).

Etwas kompliziertere Verhältnisse an der Station Gabelsflach bei 17 m Wassertiefe lassen sich aus den Verteilungen der Tracerkonzentration im Porenwasser in Abb.11 erkennen: nur das erste (Anfang April: g1706) und das letzte Profil (Mitte Mai: g1711) entsprechen vollständig dem Diffusionsmodell, wobei allerdings wesentlich höhere biogene Transportraten gefunden werden als an der Station bei 28 m Wassertiefe. Die zeitlich dazwischen liegenden Profile (g1707, g1709) zeichnen sich dadurch aus, daß neben der diffusiven Verteilung Konzentrationsmaxima im Bereich von 3.5 cm bis 5.0 cm auftreten, die nicht durch diffusive Prozesse zwischen benachbarten Schichten erklärbar sind. Offensichtlich findet zusätzlich ein direkter Transport zwischen diesen Schichten und dem Bodenwasser statt; bewerkstelligt wird er durch den Polychäten Pectinaria koreni, der in der Kieler Bucht mit schwankender, aber bedeutender Populationsdichte (1973-1975: 100-1000 Individuen/m²: NICHOLS 1977) vorkommt und speziell in den hier bearbeiteten Sedimentkernen mit einigen Vertretern erkennbar war (KÄHLER, pers. Mitteilung). Dieser Polychaet baut sich aus etwa gleich großen verkitteten Sandkörnern eine köcherförmige Röhre von ca. 5 cm Länge (SCHÄFER 1956), die schräg oder fast senkrecht im Sediment steckt und knapp darüber hinausragt, so daß ein Respirationsstrom aufrechterhalten werden kann; durch die Lebensweise kopfunter im Sediment bildet sich ein Hohlraum, durch den über die Röhre und einen schmalen Schacht der Atemwasserstrom geleitet wird. Für diese Form des Austausches ist ein Biopump-Modell geeigneter als ein rein diffusives Modell.

Da die Effekte des Biopumpens auf einen relativ schmalen Horizont beschränkt waren, wurde zunächst ein "effektiver" Diffusionskoeffizient aus den Meßdaten ermittelt, wobei die 2-3 Schichten erhöhter Konzentration vom Anpassungsprozeß ausgeschlossen wurden. Mit den sehr hohen Koeffizienten von $D_{eff} = 21.5 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (g1707) und $D_{eff} = 41.8 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (g1709) wurde eine recht gute Anpassung an die Tracerverteilung in den übrigen Schichten erreicht (Abb.11).

Um zu prüfen, ob sich das selektive Biopumpen in die Horizonte bei 3.5 cm bis 5.0 cm in ein im wesentlichen diffusives Modell einfügen läßt, wurde zusätzlich ein gemischtes Modell mit den Meßdaten verglichen. Dabei wurde dem Modell für die Schichten mit

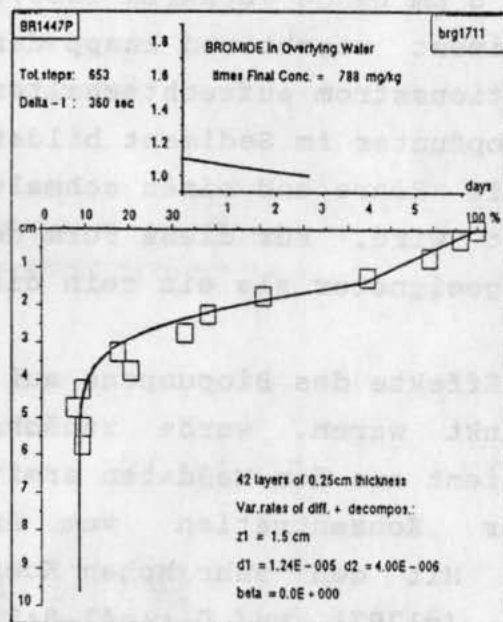
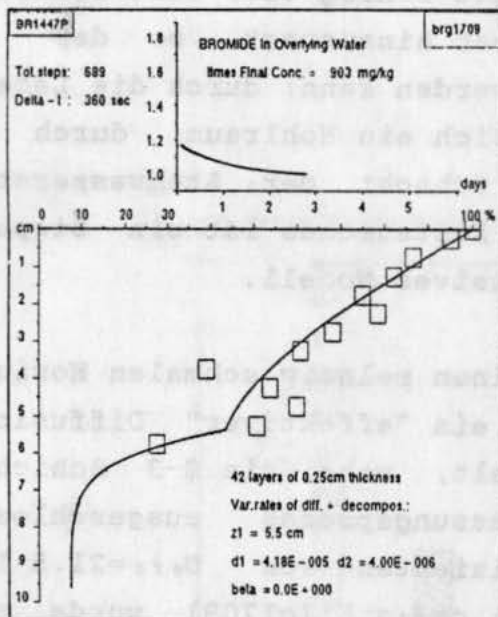
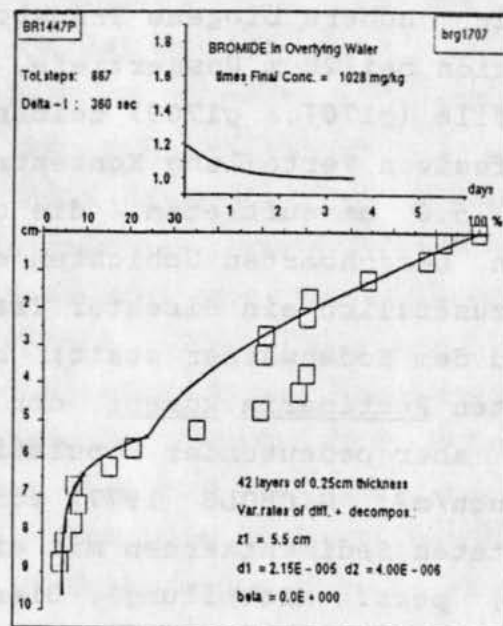
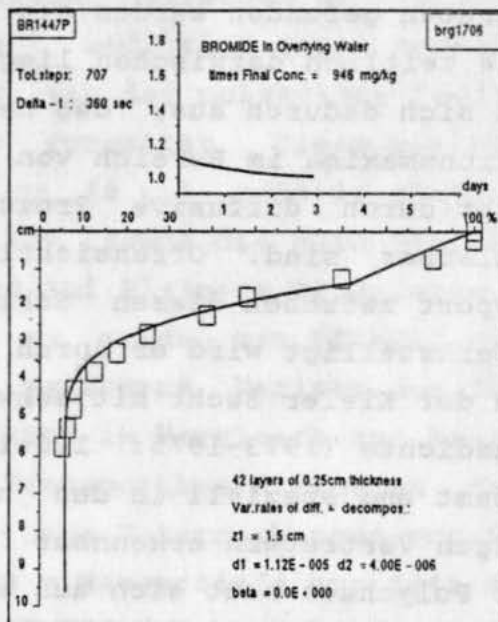


Abb.11 Gabelsflach 17 m: Bioturbater Transport eines gelösten Tracers in 4 Sedimente während der Frühjahrssedimentation (g1706: 6.4.; g1707:9.4.; g1709:24.4.; g1711:13.5.) sowie die mit einem 2-Schichten-Modell simulierte Verteilung; oben rechts: Abnahme des Tracers im Überstand. Nicht in die Anpassung aufgenommen: Schichten mit erhöhter Konzentration bei g1707 und g1709 (s. Text).

erhöhten Konzentrationen ein weiterer Term für direkten, "nicht-lokalen" Austausch (IMBODEN 1981; BOUDREAU 1984) mit dem überstehenden Wasser hinzugefügt

$$\delta C / \delta t = D_{eff} (\delta^2 C / \delta z^2) + P (C_{BW} - C)$$

wobei P einen Biopumpkoeffizienten (Dimension: $1/s$) darstellt, der direkt mit dem Überstand (Konzentration: C_{BW}) ausgetauschten Fraktion des Porenwasserinhalts einer Schicht entspricht. Die Biopump-Rate ergibt sich dann als Produkt von P und dem Volumen Porenwasser pro cm^2 in der betreffenden Schicht. Da die durch Biopumpen in die betreffende Schicht gelangte Tracermenge gleichzeitig auch diffusivem Austausch mit benachbarten Schichten unterliegt und entsprechend Einfluss auf das gesamte Meßprofil ausgeübt wird, mußten bei der Anpassung gleichzeitig D_{eff} und der Biopump-Koeffizient P variiert werden. In Abb.12 sind für die beiden von dieser Form des Austausches beeinflussten Profile (g1707: 9.4.87 und g1709: 26.4.87) die Ergebnisse mit einer Biopump-Rate von $3.2 \cdot 10^{-6} cm^3 \cdot cm^{-2} \cdot s^{-1}$ ($2765 cm^3 \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$), die sich als identisch für beide Profile ergab, dargestellt; aufgrund des Einflusses des Biopumpens mußte jeweils auch mit

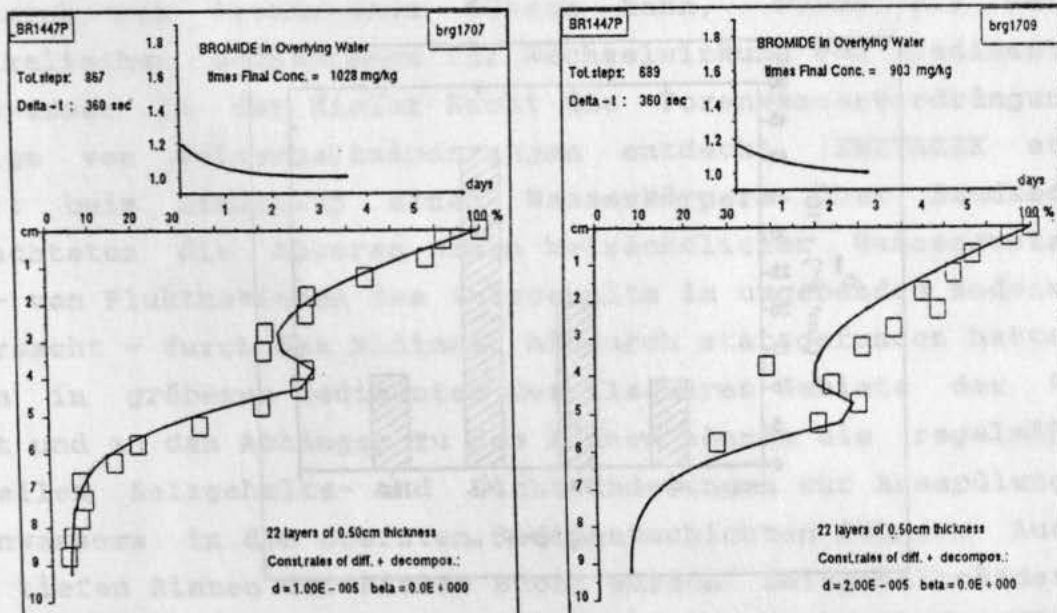


Abb.12 Gabelsflach 17 m: Bioturbater Transport in die Sedimente g1707 und g1709 mit einem 2-Schichten-Modell, das Biopumpen in die Schichten erhöhter Konzentration erlaubt (Biopump-Rate bei beiden: $2765 cm^3 \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$).

einem niedrigeren Biodiffusionskoeffizienten gerechnet werden. Die insgesamt recht gute Übereinstimmung von Modellverteilung und Meßprofil zeigt, daß die Wirkung einer Organismengemeinschaft mit vorzugsweise regelloser Transportaktivität auch bei Dominanz einer Art mit bestimmter Lebensweise (hier: Pectinaria koreni) modellmäßig erfaßt werden kann. Dabei ist es nicht nötig, auf verallgemeinernde Annahmen über eine tiefenkonstante Biopump-Rate (EMERSON et al. 1984) und einen ausschließlichen Tiefenbereich, in dem dies geschehen soll, zurückzugreifen. Nur bei wesentlich höherer Organismenaktivität als in den hier ausgewerteten Profilen, z.B. bei 2 Meßprofilen von DICKE (1986) und von BACHLER (1981), wo fast homogene Tracerverteilungen im Porenwasser gemessen wurden, ist es sinnvoll, den gesamten Austausch mit einem Biopump-Modell zu erfassen.

Beim Vergleich der jeweils 4 Messungen aus der Zeit des Absinkens der Frühjahrsblüte von den Stationen bei 28 m und bei 17 m (Abb.10 und Abb.13) lassen sich - unter Hinzuziehung von Daten aus anderen Jahreszeiten (DICKE 1986) - folgende Schlüsse ziehen: die Station bei 28 m mit dem hohen C_{org} -Gehalt (von 4-5%) weist

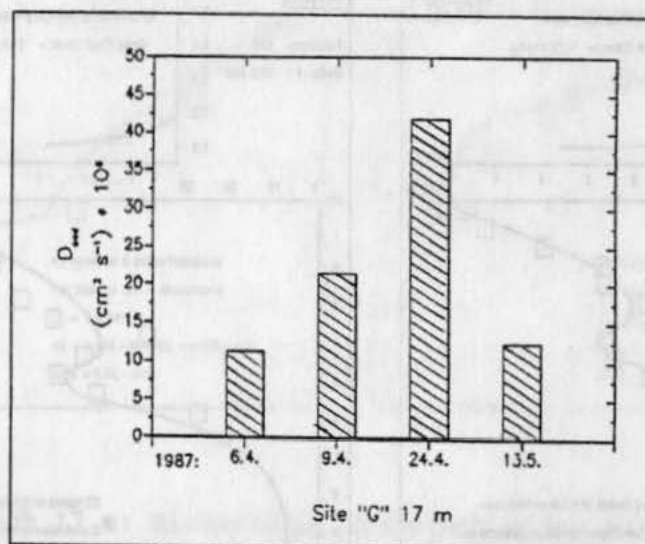


Abb.13 Gabelsflach 17 m: "Effektive" Sedimentdiffusionskoeffizienten während der Frühjahrs sedimentation (g1706: 6.4.; g1707: 9.4.; g1709: 24.4.; g1711: 13.5.).

sehr niedrige biogene Transportraten auf, die zudem nicht von der Zufuhr frischen organischen Materials beeinflusst werden; dies läßt sich durch die für Dauerbesiedelung mit Makrofauna lebensfeindlichen Bedingungen (häufig anoxisches Bodenwasser im Sommer) und das ständige Vorhandensein größerer Nahrungsmengen erklären. Die Station bei 17 m Wassertiefe hingegen weist zu dieser und auch zu anderen Jahreszeiten bedeutende biogene Transportleistungen aus, die sich aus dem günstigeren und stabileren Milieu ergeben (vgl. die partikulären Transportraten: Kap.3.2.1). Die während der Sedimentation der Frühjahrblüte deutlich gesteigerte Organismenaktivität (Abb.13) läßt sich mit der ersten Ankunft frischen organischen Materials an dieser recht C_{org} -armen Station erklären (GRAF et al. 1982,1983; MEYER-REIL 1983) und hat zur Folge, daß die Produkte des Abbaus organischer Substanz im Sediment zu dieser Zeit relativ schnell an die Wassersäule zurückgeführt werden.

3.2.2.3 Porenwasserverdrängung als Folge von Salzgehaltsänderungen

Neben der Einwirkung von Strömungs- und Wellenenergie auf Flachwassersedimente, die zur Aufwirbelung von Sediment und zum Austausch von Porenwasser führen kann, wurde als weiterer physikalischer Mechanismus für Wechselwirkung von Sediment und Bodenwasser in der Kieler Bucht die Porenwasserverdrängung im Gefolge von Salzgehaltsänderungen entdeckt (SMETACEK et al. 1976): beim Einschluß eines Wasserkörpers über Sandsediment beobachteten die Autoren einen beträchtlichen Wasseraustausch, der - von Fluktuationen des Salzgehalts im umgebenden Bodenwasser verursacht - durch das Sediment hindurch stattgefunden hatte. Vor allen in größeren Sedimenten der flacheren Gebiete der Kieler Bucht und an den Abhängen zu den Rinnen können die regelmäßigen, schnellen Salzgehalts- und Dichteänderungen zur Ausspülung des Porenwassers in den obersten Sedimentschichten führen. Auch in den tiefen Rinnen der Kieler Bucht wurden Salzgehaltsänderungen im Porenwasser der obersten Zentimeter beobachtet, die mit gewisser Phasenverschiebung den Fluktuationen im Salzgehalt des Bodenwasser folgten (REIMERS and KÖLMEL 1976).

Um zu überprüfen, inwieweit sich diese Phänomene durch molekulare oder biogene Transportprozesse erklären lassen, und um zu ermitteln, welche Bedeutung die Porenwasserverdrängung für den Austausch am Meeresboden und die Freisetzung von sedimentären Komponenten besitzt, wurde versucht, das Eindringen der in Abb.14 dargestellten Salzgehaltsänderungen aus der Wassersäule ins Porenwasser im Modell zu simulieren. Die modellierten Ergebnisse können mit Chlorid-Messungen aus dem Porenwasser verglichen werden, das an 2 Stationen parallel zu den Salzgehaltsmessungen in der Wassersäule regelmäßig gewonnen wurde (POLLEHNE, unveröff.). Ausgehend von den aktuellen Porositäten der beiden Stationen und den Fluktuationen der Chlorid-Gehalte im überstehenden Wasser der Kerne als Input-Funktion wurde mit Hilfe des numerischen Modells, das im vorherigen Abschnitt erläutert wurde, das Eindringen der Chloridänderungen vom Bodenwasser ins Porenwasser als quasi-diffusiver Prozeß mit einem Austauschkoeffizienten D_{eff} simuliert. In den Abb.15a und Abb.15b werden die jeweils besten Anpassungen mit $D_{eff}=2.2 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ bei den Sedimenten aus 28 m Wassertiefe und $D_{eff}=8.0 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ bei den Schlicksandten aus 18 m mit den gemessenen Verteilungen verglichen, wobei der Einfachheit halber gemessene und modellierte Resultate als Isolinienprofile dargestellt sind. Zusätzlich eingezeichnet wurden einige wichtige Eigenheiten der Meßprofile, die erfolgreich durch das Modell beschrieben werden. Auf der

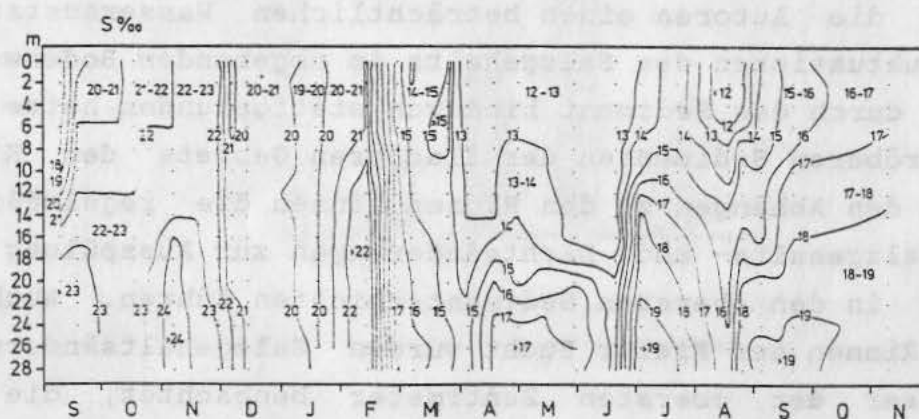


Abb.14: Isoliniendarstellung der Salzgehaltsänderungen in der südwestlichen Kieler Bucht (1984/5) (POLLEHNE, unveröff.).

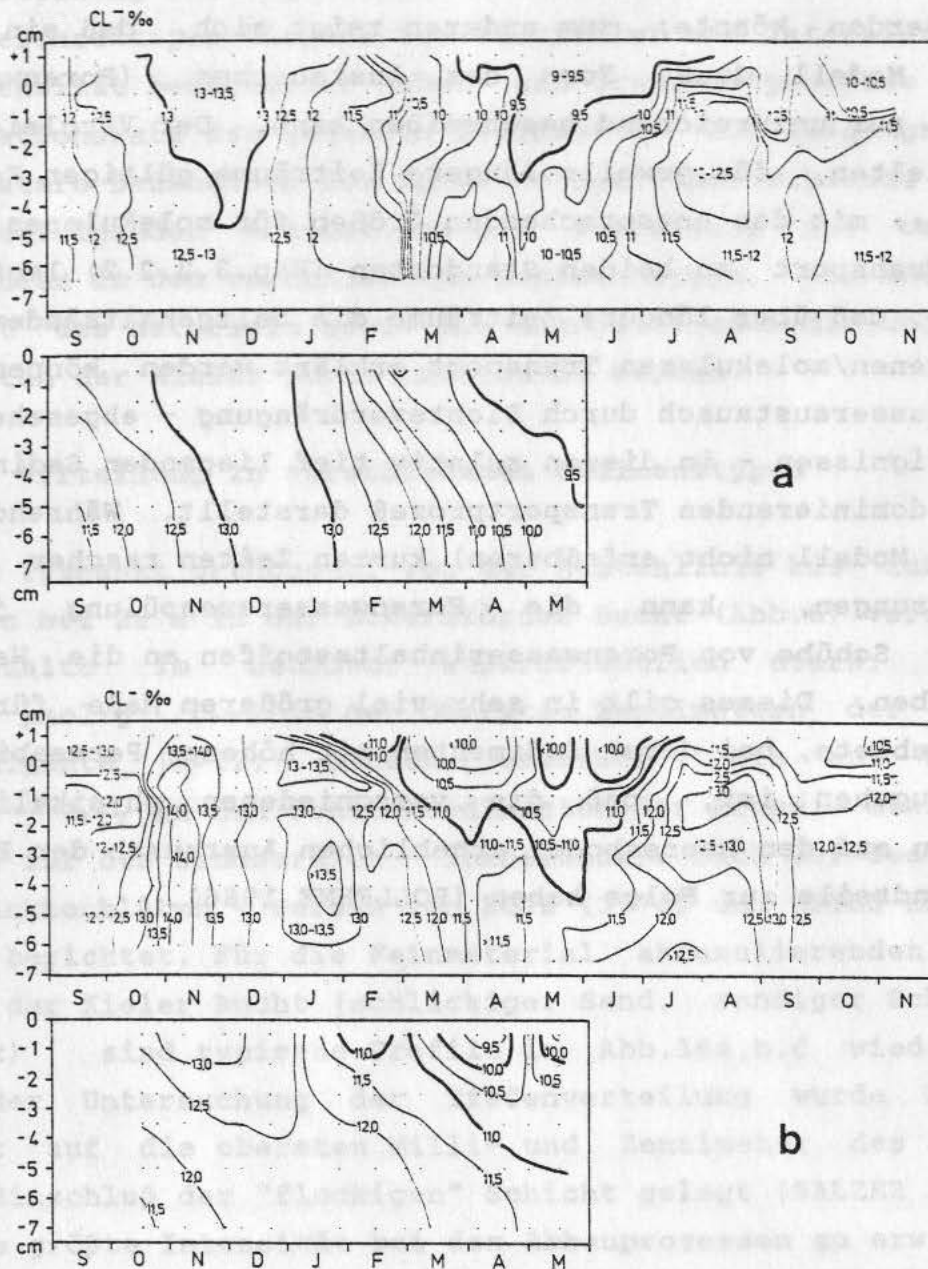


Abb.15: Isoliniendarstellung der Änderungen des Chlorid-Gehalts im Porenwasser a) eines Schlicksandsedimentes bei 18 m Wassertiefe, b) eines Schlicksedimentes bei 28 m (nach Daten von: POLLEHNE, unveröff.). Jeweils oben eingezeichnet die Meßprofile und darunter die als quasi-diffusiver Prozeß modellierte Verteilung. Hervorgehoben sind Eigenheiten des Meßprofils, die vom Modell akzeptabel nachvollzogen werden.

anderen Seite ist unübersehbar, daß in den Meßprofilen einige, wesentlich raschere Änderungen auftreten, die nicht modelliert werden können. Dies liegt zum einen an dem Umstand, daß der Salz (und auch Cl^-)-Gehalt im Bodenwasser (Input-Funktion des Modells) sich schneller ändert, als es durch wöchentliche Probenahme verfolgt werden könnte; zum anderen zeigt sich, daß ein rein diffusives Modell diese Form des Austausches (Porenwasserausspülung) nur unzureichend beschreiben kann. Der Vergleich der hier ermittelten, für jeweils längere Zeiträume gültigen Koeffizienten D_{eff} mit den entsprechenden Größen für molekularen oder biogenen Transport an beiden Standorten (Kap.3.2.2.2) legt den Schluß nahe, daß über längere Zeiträume die Salzgehaltsänderungen durch biogenen/molekularen Transport erklärt werden können und daß Porenwasseraustausch durch Dichteverdrängung - abgesehen von Kurzzeitereignissen - in diesen relativ tief liegenden Sedimenten nicht den dominierenden Transportprozeß darstellt. Während der (durch das Modell nicht erfaßbaren) kurzen Zeiten rascher Salzgehaltsänderungen, kann die Porenwasserausspülung jedoch wesentliche Schübe von Porenwasserinhaltsstoffen an die Wassersäule abgeben. Dieses gilt in sehr viel größerem Maße für die flacheren Gebiete, bei deren Sedimenten mit höherer Permeabilität davon auszugehen ist, daß die verschiedenen physikalischen Einwirkungen auf den Meeresboden erheblichen Austausch der Porenwasserbestandteile zur Folge haben (POLLEHNE 1986).



3.3 Abbau organischer Substanz

3.3.1 Sedimentäre organische Substanz

Die Verteilung der organischen Materie im Sediment ist Ausdruck des gleichzeitigen Wirkens von vertikaler und lateraler Zufuhr, der Intensität benthischer Abbau- und Transportprozesse sowie der Akkumulationsrate des gesamten Sedimentes. Als Ausgangspunkt für die spätere Behandlung des Abbaus organischer Substanz sollen in den nachfolgenden Abschnitten die Verteilung der organischen Komponenten in den verschiedenen Sedimenttypen, die Herkunft und Qualität des Materials sowie die Akkumulationsbedingungen in den Sedimenten der Kieler Bucht untersucht werden.

3.3.1.1 Verteilung in verschiedenen Sedimenttypen

In dem Transekt orthogonal von der Küstenlinie bis zum Rinnentiefsten bei 28 m in der Eckernförder Bucht (Abb.6) variieren die C_{org} -Gehalte im Sediment außerordentlich stark: von ca. 40-100 $\mu\text{mol}\cdot\text{g}^{-1}$ C_{org} in den obersten Zentimetern der Rest- und Sandsedimente (n=12; BALZER, unveröff.) bis auf über 4000 $\mu\text{mol}\cdot\text{g}^{-1}$ C_{org} in den Schlicksedimenten der Rinne; etwas höhere Gehalte für den Sandbereich - insbesondere nach der Sedimentation von Planktonblüten - werden von BOJE (1974) und MEYER-REIL et al. (1987) berichtet. Für die Feinmaterial akkumulierenden Sedimenttypen der Kieler Bucht (schlickiger Sand, sandiger Schlick und Schlick) sind typische Profile in Abb.16a,b,d wiedergegeben. Bei der Untersuchung der Tiefenverteilung wurde besonderes Gewicht auf die obersten Milli- und Zentimeter des Sediments unter Einschluß der "flockigen" Schicht gelegt (BALZER 1984), in der die größte Intensität bei den Abbauprozessen zu erwarten ist.

Die vertikale Verteilung von C_{org} zeigt die erwartete Abnahme mit der Tiefe nur undeutlich, die sich als Folge üblicher Abbauratenverteilung im Sediment ergeben müßte. Neben analytischer Unsicherheit sind die wesentlichen Ursachen dafür in den Inhomogenitäten von Zufuhr und Bioturbation zu sehen. Kaum zu erkennen ist eine Zunahme von C_{org} zur Oberfläche hin auf Grund einer durch Eutrophierung erhöhten Anlieferung, auf deren Möglichkeit MÜLLER et al.(1980) hinweisen. Besonders groß ist die Variation

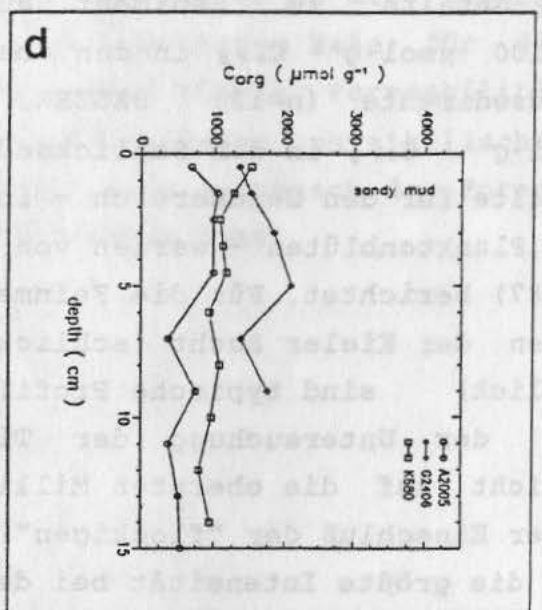
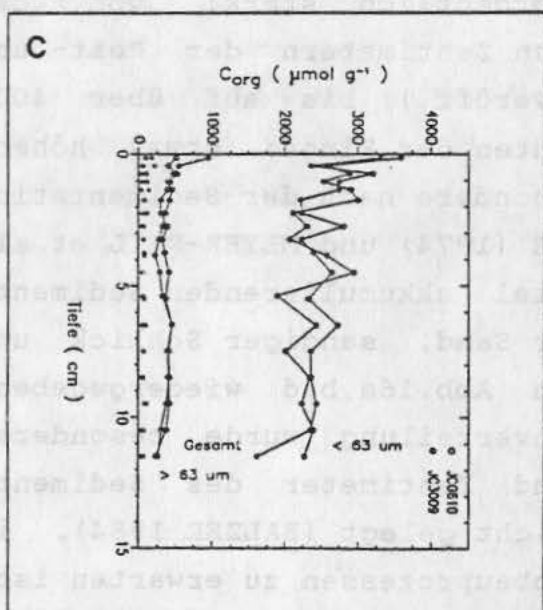
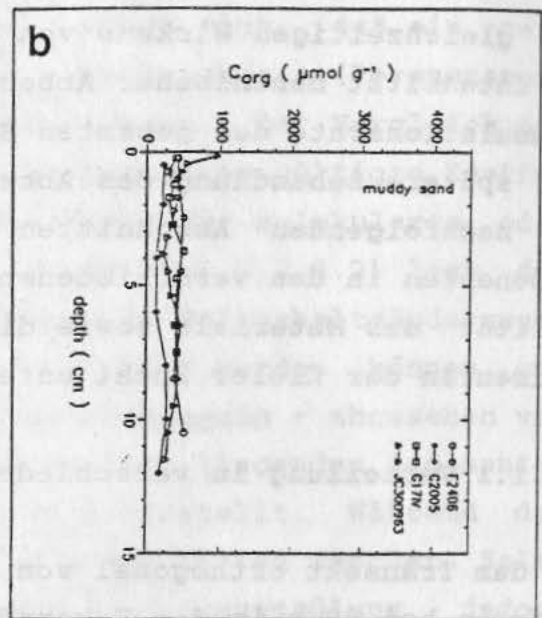
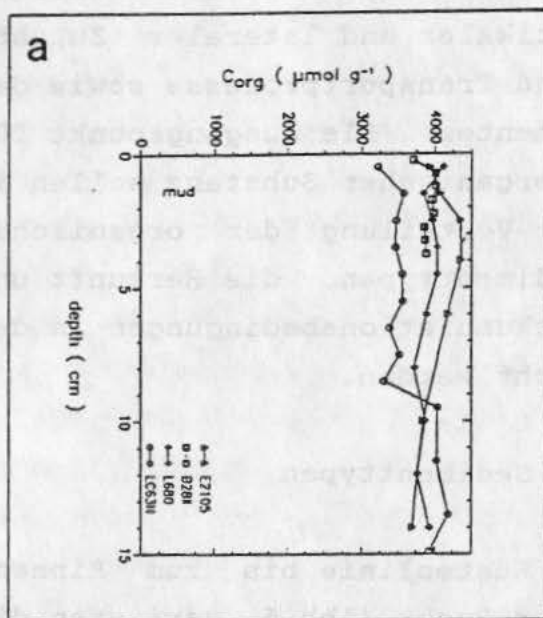


Abb.16 Tiefenprofile von C_{org} in jeweils mehreren Kernen der verschiedenen, Feinmaterial akkumulierenden Sedimenttypen der Kieler Bucht (zur Verteilung und Ausdehnung, vgl. Abb.5): a) Schlick, b) schlackiger Sand, c) C_{org}-Verteilung in den Korngrößenfraktionen <63 μm , >63 μm und des Gesamtsediments in 2 Kernen aus dem Schlicksandsandgebiet, d) sandiger Schlick.

zwischen den einzelnen Kernen in den sandigen Schlick-
(Abb.16d), die einen weiten Korngrößenbereich umfassen. Im Gegen-
satz zur Variation des Gesamt- C_{org} in den 3 Sedimenttypen von
weniger als $700 \mu\text{mol}\cdot\text{g}^{-1} C_{org}$ bei Schlicksanden bis über
 $3500 \mu\text{mol}\cdot\text{g}^{-1} C_{org}$ in den Schlicksedimenten liegen die C_{org} -
Gehalte in der Fraktion $< 63 \mu\text{m}$ aller Sedimente um weniger als
den Faktor 2 auseinander, während die Fraktion $> 63 \mu\text{m}$ erwar-
tungsgemäß nur geringe Konzentrationen aufweist (ca. $400 \mu\text{mol}\cdot\text{g}^{-1}$
 C_{org} bei 25 m : HARTMANN, unveröff.) und weniger als $80 \mu\text{mol}\cdot\text{g}^{-1}$
 C_{org} bei 2 Kernen aus 21 m Wassertiefe (Abb.16c). Dies ist von
Bedeutung bei der Aufstellung von großräumigen Sedimentbilanzen,
die bei der Ermittlung terrigener Zufuhr (aus Kliff-Erosion,
Flußeintrag, etc.) häufig nur die Gesamtmenge der Feinfraktion
ausweisen (z.B. HEALY and WERNER 1987).

Für N_{org} ergibt sich im Prinzip eine ähnliche vertikale
Verteilung in der Sedimentsäule, wobei die mittleren C/N-Verhält-
nisse sich zwischen dem C_{org} -reichsten Sedimenttyp ($C/N=10.4$) und
den C_{org} -ärmeren Schlicksanden ($C/N=10.5$) nur wenig unterschei-
den. Die mittleren Konzentrationen für die verschiedenen Sedi-
menttypen sind in Tab.4 zusammengefaßt, wobei durch räumliche
Streuung der Stationen versucht wurde, ein repräsentatives Bild
für die gesamte Kieler Bucht zu gewinnen (alle Stationen außer B
und G in Abb.5).

Die P_{org} -Gehalte im Sediment weisen wegen der Bestimmung von P_{org}
aus der Differenz von anorganischem und Gesamtphosphor eine etwas
breitere Streuung auf, wie sich aus Abb.17 ansehen läßt. In
dieser Abbildung sind für verschiedene Stationen (für eine
Bilanzierung der gesamten Kieler Bucht; vgl. Abb.5) mit Schlick-
bzw. Schlicksandsediment die verschiedenen Fraktionen darge-
stellt, in denen der Phosphor vorliegt (aus: BALZER 1986); die
Fraktionen sind operational definiert, in ähnlicher Weise wie bei
sequentiellen Extraktionsverfahren zur Unterscheidung von
verschiedenen Bindungsformen, in denen Metalle im Sediment vor-
liegen (vgl. FÖRSTNER and STOFFERS 1981; PFEIFFER et al. 1982).
Die sedimentären Gehalte an Gesamtphosphor variieren an den
untersuchten Stationen zwischen 5.1 und $24.9 \mu\text{mol}\cdot\text{g}^{-1}$, wobei
zwischen 14.7% und 39.5% auf den P_{org} -Anteil entfallen. Von
großer Bedeutung für die Versorgung der Wassersäule mit Phosphor

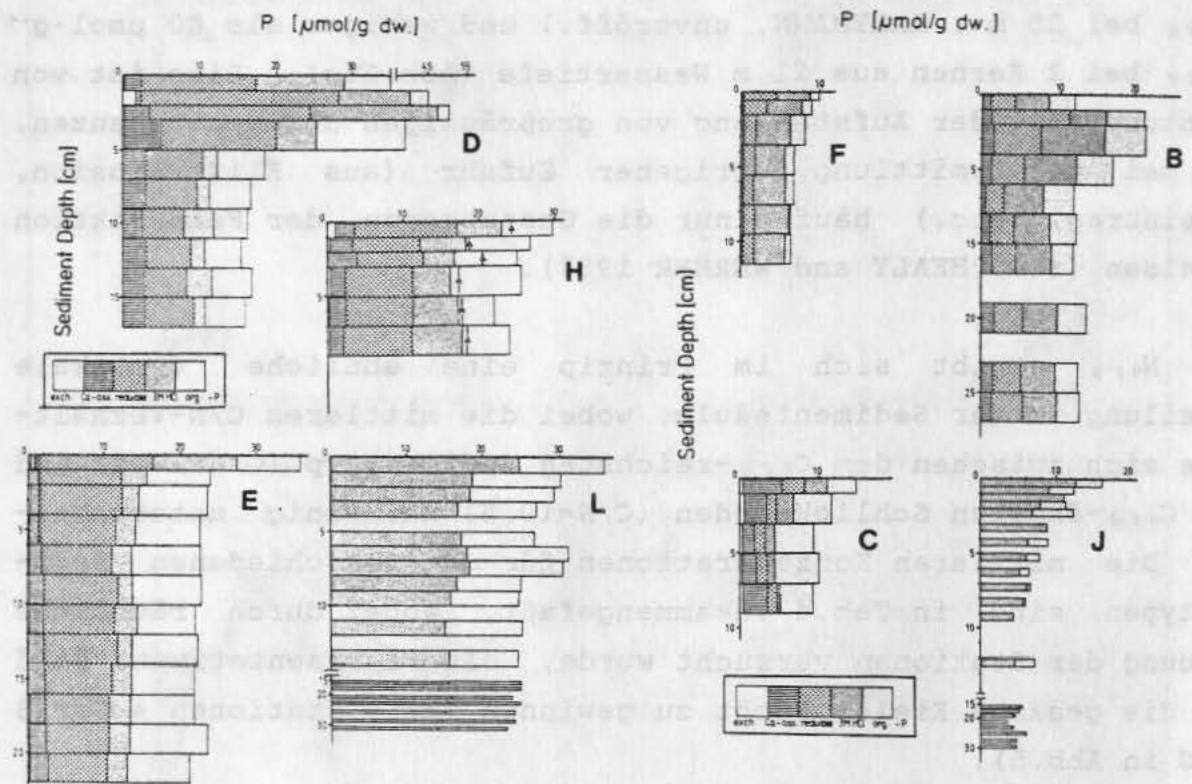


Abb.17 Verteilung von Phosphor in verschiedenen, operational definierten Fraktionen, die nach einem sequentiellen Extraktionsschema ermittelt wurden; links: mehrere Kerne aus Schlicksediment; rechts: Kerne aus Schlicksandsedimenten (aus: BALZER 1986).

sind die Gehalte in den Anreicherungszonen nahe der Oberfläche, in denen der anorganische Phosphor in der "leicht reduzierbaren" Fraktion vorliegt und beim Wechsel zu anoxischen Bedingungen schnell mobilisiert werden kann (BALZER 1986).

3.3.1.2 Herkunft der organischen Substanz

Die Untersuchung der Herkunft der sedimentären organischen Materie ist nicht nur für die Rekonstruktion weit zurückliegender klimatischer Verhältnisse und Umweltbedingungen von Bedeutung (z.B. SIMONEIT 1978; TISSOT and WELTE 1978); darüber hinaus soll dabei ermittelt werden, mit welchem Quellmaterial die jeweilige Zusammensetzung im Sediment verglichen werden muß, um Qualität und Ausmaß der vergangenen diagenetischen Prozesse am Meeresboden einzuschätzen. Auch für den Ablauf der aktuellen Abbauprozesse sind Kenntnisse über die Herkunft bedeutend, insofern als sich Material verschiedener Quellen sehr stark in der Reaktivität unterscheiden kann. Im Vergleich zu marin produzierten Substanzen ist organische Materie terrestrischen Ursprungs normalerweise sehr viel schwerer durch Mikroorganismen abbaubar, da sie sich vor allem von höheren Pflanzen ableitet und bereits eine längere Abbaugeschichte durchlaufen hat, bevor sie das Meer erreicht. So zeigten z.B. SWEENEY and KAPLAN (1980), daß von Mikroorganismen bevorzugt organische Substanzen mariner Herkunft genutzt werden, was zu einer relativen Anreicherung terrigener Komponenten im Sediment führt. Auch erodierter und lateral umverteilter Kohlenstoff, der z.T. in Sedimenten der Kieler Bucht enthalten ist, wird von einigen höheren Organismen nicht als Futterquelle akzeptiert (ERLENKEUSER 1976).

Als Hauptquellen für die organische Substanz können neben terrestrischem Material solches aus marin planktischer und aus der Produktion benthischer Großalgen unterschieden werden. Um die relative Bedeutung dieser Quellen zu klären, wurde ein Kern aus 28 m (Abb.18 und Abb.19) entnommen und datiert, dessen organisch-geochemische und isotopische Charakteristika in BALZER et al. (1987) detailliert diskutiert werden, wobei hier nur die wichtigsten Ergebnisse wiedergegeben werden sollen. Die C/N-Verhältnisse in Abb.18 stimmen im oberen Teil gut mit Ergebnissen aus Sinkstofffallen überein und zeigen, daß terrestrische organische Materie, die Werte von $C/N > 17$ besitzt (GIESEKING 1975) nicht dominiert; nicht auszuschließen ist anhand der C/N-Werte ein Anteil terrestrischen Materials von ca. 25% in den tieferen Schichten des Kerns. Die Analysen der stabilen Kohlenstoffisotope und der Zucker in diesem Tiefenbereich machen jedoch eine

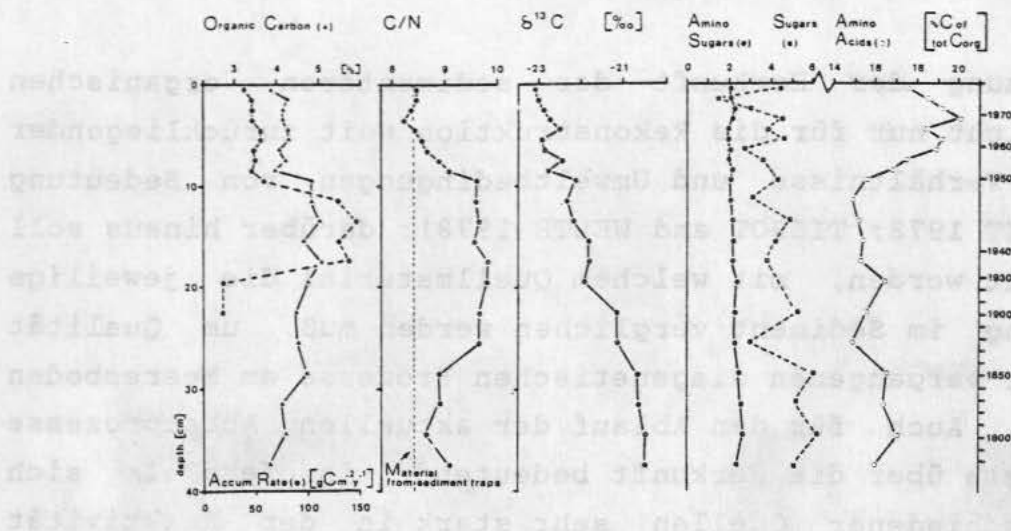


Abb.18 Verteilung von C_{org} , C_{org} -Akkumulationsrate, C/N-Verhältnis, $\delta^{13}C$ sowie Gehalte von Aminosukzern (Glucosamin und Galactosamin), Zucker und Aminosäuren jeweils als Kohlenstoffäquivalente; eine Zeitskala befindet sich am rechten Rand (aus: BALZER et al. 1987).

bedeutende Zumischung von terrestrischem Material unwahrscheinlich (s.u.). Das $\delta^{13}C$ Signal im oberen Kernabschnitt hingegen weicht von typisch marinen Verhältnissen in diesem Gebiet ab (DEGENS et al. 1968; ERLÉNKEUSER et al. 1975) und könnte eine terrestrische Komponente anzeigen, wenn nicht die hohen Gehalte an Aminosäuren, das niedrige C/N-Verhältnis und der hohe Anteil am Gesamt- C_{org} von Aminosäuren, Zuckern und Aminosukzern in diesem Kernabschnitt dagegensprächen. Aus einer detaillierten Analyse individueller Kohlehydrate zieht LIEBEZEIT (1986) denselben Schluß.

Sehr viel schwerer ist es, über den Anteil des Makroalgen-Detritus am Gesamt- C_{org} Aufschluß zu gewinnen, da z.B. die C/N-Verhältnisse von Rot- und Braunalgen im Bereich von 8-12 liegen (VINOGRADOV 1953; SCHMIDT 1978) und keine Unterscheidung von Makroalgen und pelagischem Material gestatten. Hingegen könnten die niedrigen $\delta^{13}C$ -Werte im obersten Kernabschnitt durch eine bedeutende Zumischung von Rotalgen eine Erklärung finden, für die $\delta^{13}C$ -Werte im Bereich von -26‰ bis -36‰ gefunden wurden (STOFFERS 1976); auch die Beimengung von fossilem Kohlenstoff könnte das $\delta^{13}C$ -Signal - allerdings nur um maximal 0.7‰ - zu leichteren Werten verschieben.

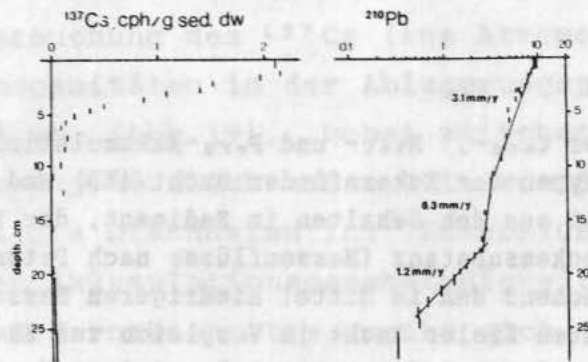


Abb.19 Verteilung von der ^{137}Cs and ^{210}Pb Aktivität im Sediment eines Kerns aus 28 m (GPI14263-1 vom Mai 1980), Boknis Eck (aus: BALZER et al. 1987).

Insgesamt ergeben diese Untersuchungen neben einer kleineren Fraktion aus fossilem Kohlenstoff eine zunehmende Zufuhr an Makroalgendetritus, ein Befund der auch durch hohe Iod/ C_{org} Verhältnisse (BALZER et al. 1987) im obersten Kernabschnitt gestützt wird. Anhand der Analysen von Kohlehydraten und einer Hochrechnung, die die Karbonatanreicherung im obersten Kernabschnitt aus gesteigerter Großalgenzufuhr ableitet, schließt LIEBEZEIT (1986) auf einen Anteil von 73% für Großalgendetritus am C_{org} ; auf Grund möglicher Karbonatlösung in diesen Sedimenten (BALZER 1980a) und der Tatsache, daß noch andere Karbonatquellen (Mergel, Foraminiferen) in Frage kommen, sollte diese Angabe als Maximalwert angesehen werden.

3.3.1.3 Akkumulation von organischer Substanz

Aus der vertikalen Verteilung sedimentärer Komponenten läßt sich bei Kenntnis der Akkumulationsrate der Massenfluß berechnen, mit dem die Komponenten in tiefere Schichten abgeführt werden und der einen wichtigen Teil von Umsatzbilanzen darstellt. Dazu (s.u.) wird neben den Gehalten in der sedimentären Festfraktion u.a. die Akkumulationsgeschwindigkeit der Sedimente benötigt. Für die verschiedenen, Feinmaterial akkumulierenden Sedimenttypen der Kieler Bucht sind die Akkumulationsgeschwindigkeiten bei BALZER et al. (1986) zusammengestellt, wobei für die Schlicksedimente der

Tab.4 Abschätzung der Corg-, Ntot- und Porg-Akkumulation in den verschiedenen Sedimenttypen der Eckernförder Bucht (EB) und der Kieler Bucht (KB); berechnet aus den Gehalten im Sediment, der Porosität und dem Massenfluß an Trockensubstanz (Massenflüsse nach Daten in: BALZER et al.1987). Entsprechend den im Mittel niedrigeren Massenflüssen für Schlick in der gesamten Kieler Bucht im Vergleich zur EB wurden auch die Massenflüsse der anderen Sedimenttypen korrigiert (s.Text).

		Rest- sediment*)	Sand	schlick. Sand	sandiger Schlick**)	Schlick
Fläche	10 ⁶ · m ²	564	708	613	331	355
Akkumulations- geschwind. EB:	cm · a ⁻¹	0	0.03	.10	.15	.31
Massenfluß EB:	g · m ² · a ⁻¹	0	530	1580	1500	1160
Massenfluß KB:	g · m ² · a ⁻¹	0	240	710	680	523
Mittlere Konzentrationen						
Corg	µmol · g ⁻¹	68	60	375	1109	3700
Ntot	µmol · g ⁻¹	7.5	7.4	35.6	90.6	355
Porg	µmol · g ⁻¹	0.57	0.8	1.7	3.4	8.3
Ptot	µmol · g ⁻¹	4.5	4.6	7.9	13.6	22.7
Schwefel	µmol · g ⁻¹	-	-	56	252	1062
Akkumulationsraten (Eckernförder Bucht)						
Corg	µmol · cm ⁻² · a ⁻¹	0	3.2	59	166	429
Ceq-S	µmol · cm ⁻² · a ⁻¹	-	-	17.8	76	246
Ntot	µmol · cm ⁻² · a ⁻¹	0	0.39	5.6	12.6	41
Porg	µmol · cm ⁻² · a ⁻¹	0	0.04	0.27	0.51	0.96
Ptot	µmol · cm ⁻² · a ⁻¹	0	0.24	1.25	2.0	2.6
Gesamt-Akkumulation in der Kieler Bucht						
Corg	10 ⁶ · mol · a ⁻¹	0	10.2	163	249	687
Ceq-S	10 ⁶ · mol · a ⁻¹	-	-	49	113	394
Ntot	10 ⁶ · mol · a ⁻¹	0	1.3	15.5	20.4	65.9
Porg	10 ⁶ · mol · a ⁻¹	0	0.14	0.74	0.77	1.5
Ptot	10 ⁶ · mol · a ⁻¹	0	0.78	3.4	3.1	4.2

*) incl. "patchy sediments" **) incl. "Mischsediment"

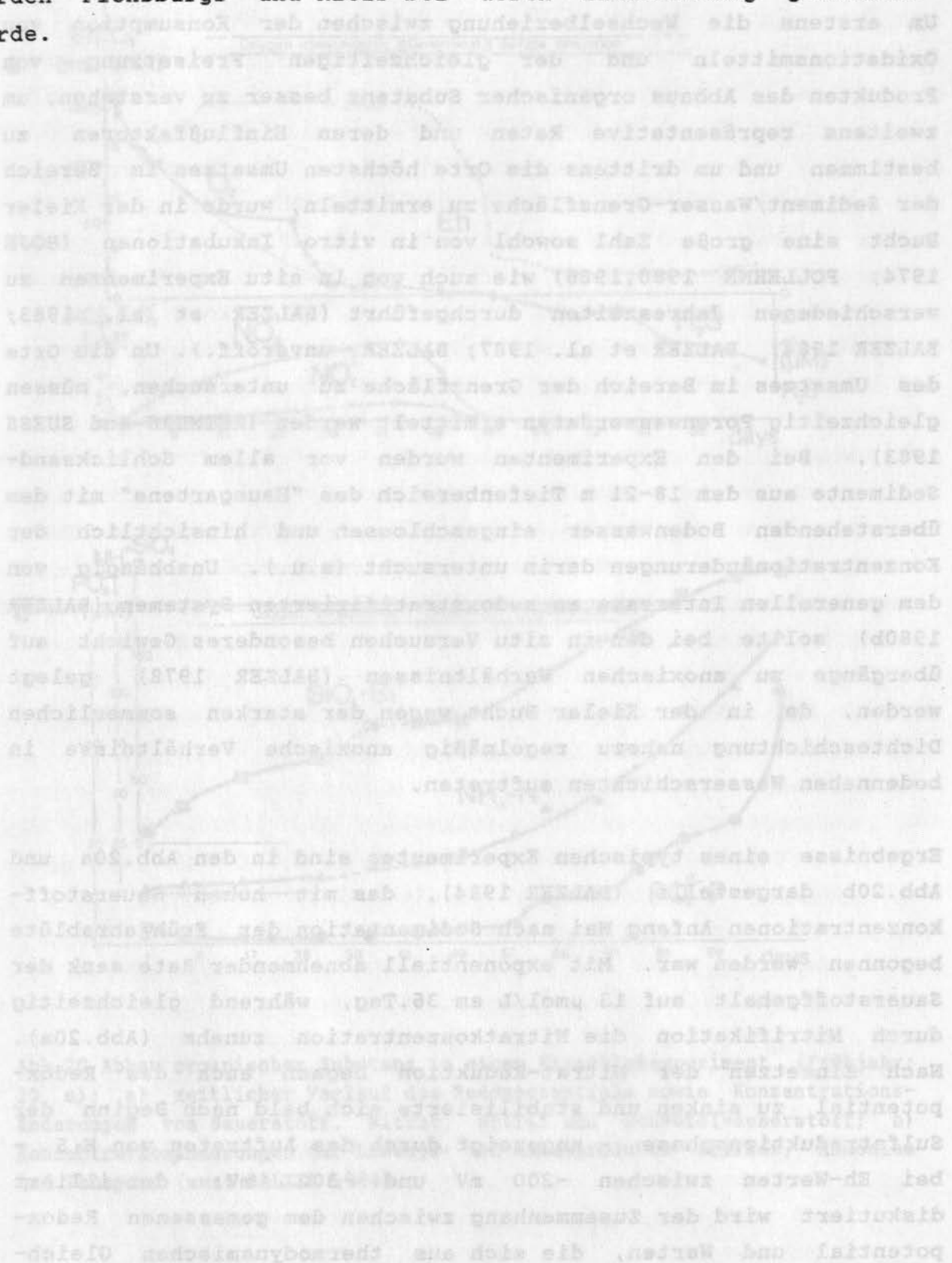
bereits angesprochene Kern aus 28 m in der Nähe des "Hausgartens" (Abb.19) verwendet wurde. Bei diesem Kern zeigt die kombinierte Untersuchung des ^{137}Cs (aus Atomwaffenversuchen) und des ^{210}Pb Inhomogenitäten in der Ablagerungsgeschwindigkeit über mittlere Zeiträume (Abb.19), wobei zwischen 9 und 18 cm eine Schicht mit der ungewöhnlich hohen Rate von $8.3 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ auftritt (vgl. dazu auch die Diskussion in: KHANDRICHE et al. 1986). Aus dem Vergleich der Akkumulationsgeschwindigkeiten im obersten mit denen des unteren Kernabschnitts ergibt sich (im Zusammenhang mit früheren Untersuchungen: ERLLENKEUSER et al. 1974; ERLLENKEUSER, unpubl.), daß gegenüber den Verhältnissen vor 1900 mit relativ konstanten Raten von $1.2\text{--}1.4 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ sich die Akkumulationsgeschwindigkeit in den letzten 50 Jahren bedeutend erhöht haben muß. Auch die Analysen von C_{org} und der C_{org} -Akkumulationsrate (Abb.18) zeigen, daß über längere Zeiträume die Annahme einer Zufuhr und Akkumulation im "steady state" nicht zutreffend sein muß. Die Akkumulationsraten in den obersten 9 cm von ca. $420 \mu\text{mol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ C_{org} sind der Rate der pelagischen Zufuhr (SMETACEK 1980) ähnlich, was allerdings zu Fehlschlüssen Anlaß geben könnte, da ein wesentlicher Teil des C_{org} in den obersten Schichten remineralisiert wird und dieser Station zusätzliches Material lateral zugeführt wird.

Da die biogenen Komponenten C_{org} , N_{org} und P_{org} aus labilen Substanzen bestehen, die auch in tieferen Schichten - wenngleich weniger intensiven - Abbauprozessen ausgesetzt sind (WHITICAR 1978), kann im Bereich der hier vorgestellten Sedimenttiefen (bis 30 cm) keine endgültige Ablagerungsrate abgeleitet werden. Unter der Voraussetzung, daß Abbau in tieferen Schichten nur noch unwesentlich zum Gesamtumsatz des Sediments beiträgt (BALZER et al. 1987), wurden für einzelne Stationen bzw. ein Transekt durch das "Hausgartengebiet" in einer groben Abschätzung die Raten berechnet, mit denen C_{org} den oberflächennahen Sedimentschichten entzogen wird (BALZER 1984; BALZER et al. 1986). Dazu wurden in geeigneter Weise (MÜLLER and SUESS 1979) aus den C_{org} -Gehalten bestimmter Horizonte, der Porosität, der Akkumulationsgeschwindigkeit und der Trockendichte des Sediments die Akkumulationsraten (als Massenfluß für C_{org} in: $\mu\text{mol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$) berechnet. Das Transekt von der Küstenlinie bis zur Mitte der Eckernförder Bucht wurde zunächst in 5 bestimmten Sedimenttypen entsprechende Zonen

(WEFER and TAUCHGRUPPE 1974) eingeteilt. Unter der Annahme, daß Transport nur vertikal in der Wassersäule und orthogonal zur Küste stattfindet, wurden anschließend die Akkumulationsraten bei der jeweiligen Wassertiefe (einem bestimmten Sedimenttyp entsprechend) mit der Strecke multipliziert, die dieser Sedimenttyp entlang des Transekts überdeckt, so daß Akkumulationsraten pro Zone erhalten wurden. Nach diesen Berechnungen wird im Restsediment kein Kohlenstoff akkumuliert, in der 1 m breiten und 237 m langen Zone von mittlerem bis zu schlickigem Sand werden $876 \text{ g C}_{\text{org}} \cdot \text{a}^{-1}$ vergraben, während in der Schlickzone schließlich auf einer Distanz von 507 m $19800 \text{ g C}_{\text{org}} \cdot \text{a}^{-1}$ in tiefere Schichten abgeführt werden (BALZER et al. 1986). Dies weist auf die Bedeutung der bei hohen Gehalten an C_{org} schnell akkumulierenden Schlickgebiete für die Kieler Bucht hin.

Da die Akkumulationsgeschwindigkeiten im Bereich der Eckernförder Bucht relativ hoch im Vergleich zu anderen Gebieten der Kieler Bucht liegen (BALZER et al. 1987), tendieren die mit den in Tab.4 wiedergegebenen Akkumulationsgeschwindigkeiten (für verschiedene Sedimenttypen der Eckernförder Bucht) berechneten Raten bei Übertragung auf die gesamte Kieler Bucht zur Überschätzung der Gesamt-Akkumulation. Um zu repräsentativen Akkumulationsraten für die gesamte Kieler Bucht zu kommen, wurde daher zunächst aus den bei BALZER et al. (1987) zusammengestellten Daten ein mittlerer Massenfluß ($n=10$) für Schlicksedimente von $523 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ berechnet, der nahe an einem aus Ergebnissen bei MADSEN and LARSEN (1986) abgeschätzten Wert von $589 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ liegt. Da für die anderen Sedimenttypen Akkumulationsgeschwindigkeiten nur aus der Eckernförder Bucht vorliegen, wurden die für dieses Gebiet berechneten Massenflüsse in demselben Verhältnis reduziert, wie es sich aus dem Vergleich beider Gebiete hinsichtlich der Schlicksedimente ergeben hatte; eine solche Reduzierung der Massenflüsse für Schlicksand und Sandschlick - analog zu den Schlicksedimenten - erscheint auch geboten, da die Sedimentmächtigkeiten in den Rinnen (Schlick) deutlich höher sind als in den Gebieten, wo Sedimente anderer Typen akkumulieren (HEALY and WERNER 1987). In Tab.4 sind die Akkumulationsraten für die organischen C-, N- und P-Komponenten für das Gebiet der Eckernförder Bucht sowie für die gesamte Kieler Bucht zusammengestellt; ebenfalls in Tab.4 sind die zur Berechnung verwendeten Massen-

flüsse an Trockensediment wiedergegeben. Bei bilanzierenden Vergleichen von landseitiger Abgabe und Akkumulation in der Kieler Bucht müßte allerdings ins Kalkül gezogen werden, daß ein hier nicht zu berücksichtigender (Definition der Kieler Bucht: vgl. Kap. 3.1.1), zusätzlicher Beitrag zur Vergrabung durch die Förden Flensburgs und Kiels bei deren Einbeziehung geleistet würde.



3.3.2. Raten für Oxidationsmittelverbrauch und Freisetzung von Abbauprodukten

3.3.2.1 Das Muster von Oxidationsmittelverbrauch und Freisetzung

Um erstens die Wechselbeziehung zwischen der Konsumption von Oxidationsmitteln und der gleichzeitigen Freisetzung von Produkten des Abbaus organischer Substanz besser zu verstehen, um zweitens repräsentative Raten und deren Einflußfaktoren zu bestimmen und um drittens die Orte höchsten Umsatzes im Bereich der Sediment/Wasser-Grenzfläche zu ermitteln, wurde in der Kieler Bucht eine große Zahl sowohl von in vitro Inkubationen (BOJE 1974; POLLEHNE 1980, 1986) wie auch von in situ Experimenten zu verschiedenen Jahreszeiten durchgeführt (BALZER et al. 1983; BALZER 1984; BALZER et al. 1987; BALZER, unveröff.). Um die Orte des Umsatzes im Bereich der Grenzfläche zu untersuchen, müssen gleichzeitig Porenwasserdaten ermittelt werden (REIMERS and SUESS 1983). Bei den Experimenten wurden vor allem Schlicksand-Sedimente aus dem 18-21 m Tiefenbereich des "Hausgartens" mit dem überstehenden Bodenwasser eingeschlossen und hinsichtlich der Konzentrationsänderungen darin untersucht (s.u.). Unabhängig von dem generellen Interesse an redoxstratifizierten Systemen (BALZER 1980b) sollte bei den in situ Versuchen besonderes Gewicht auf Übergänge zu anoxischen Verhältnissen (BALZER 1978) gelegt werden, da in der Kieler Bucht wegen der starken sommerlichen Dichteschichtung nahezu regelmäßig anoxische Verhältnisse in bodennahen Wasserschichten auftreten.

Ergebnisse eines typischen Experimentes sind in den Abb.20a und Abb.20b dargestellt (BALZER 1984), das mit hohen Sauerstoffkonzentrationen Anfang Mai nach Sedimentation der Frühjahrsblüte begonnen worden war. Mit exponentiell abnehmender Rate sank der Sauerstoffgehalt auf $13 \mu\text{mol/L}$ am 36.Tag, während gleichzeitig durch Nitrifikation die Nitratkonzentration zunahm (Abb.20a). Nach Einsetzen der Nitrat-Reduktion begann auch das Redoxpotential zu sinken und stabilisierte sich bald nach Beginn der Sulfatreduktionsphase - angezeigt durch das Auftreten von H_2S - bei Eh-Werten zwischen -200 mV und -300 mV ; detailliert diskutiert wird der Zusammenhang zwischen dem gemessenen Redoxpotential und Werten, die sich aus thermodynamischen Gleich-

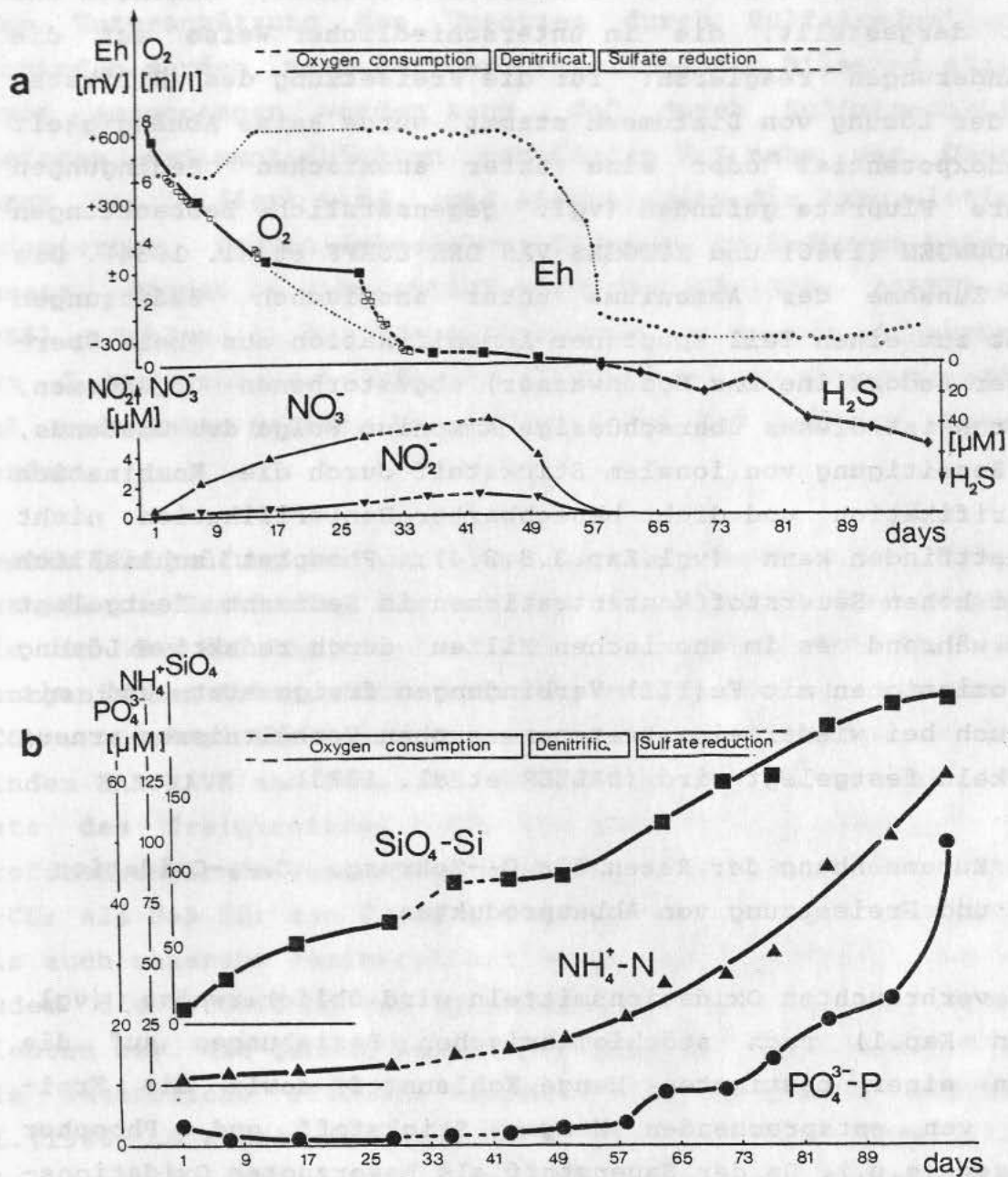


Abb.20 Abbau organischer Substanz in einem Einschlußexperiment (Frühjahr; 20 m): a) zeitlicher Verlauf des Redoxpotentials sowie Konzentrationsänderungen von Sauerstoff, Nitrat, Nitrit und Schwefelwasserstoff; b) Konzentrationsänderungen der Lösungs- und Abbauprodukte Silikat, Ammonium und Phosphat (aus: BALZER 1984).

gewichtsberechnungen ergeben, bei BALZER et al. (1983), wobei auch die Probleme der Anwendung solcher Gleichgewichtsberechnungen auf natürliche Systeme behandelt werden (vgl. auch WHITFIELD and JAGNER 1981; BRECK 1974; STUMM and MORGAN 1981). In Abb. 20b sind die Konzentrationen für die drei Nährsalze Silikat, Ammonium und Phosphat dargestellt, die in unterschiedlicher Weise auf die Milieu-Änderungen reagieren: für die Freisetzung des Silikats, das aus der Lösung von Diatomeen stammt, wurde keine Abhängigkeit vom Redoxpotential oder eine unter anoxischen Bedingungen niedrigere Flußrate gefunden (vgl. gegensätzliche Beobachtungen bei v. BODUNGEN (1986) und RUTGERS VAN DER LOEFF et al. 1984). Die starke Zunahme des Ammoniums unter anoxischen Bedingungen entstammt zum einen Teil spontaner Ammonifikation aus (beim Übertritt der Redoxkline ins Bodenwasser) abgestorbenen Organismen, zum anderen ist dieses überschüssige Ammonium Folge des Umstands, daß die Beseitigung von ionalem Stickstoff durch die Kombination von Nitrifikation und dicht benachbarter Denitrifikation nicht mehr stattfinden kann (vgl. Kap. 3.3.2.4); Phosphat schließlich kann bei hohen Sauerstoffkonzentrationen im Sediment festgelegt werden, während es im anoxischen Milieu durch reduktive Lösung aus Assoziationen mit Fe(III)-Verbindungen freigesetzt und mit diesen auch bei wieder eingetretenen aeroben Verhältnissen erneut in Partikeln festgelegt wird (BALZER et al. 1983).

3.3.2.2 Zusammenhang der Raten für O_2 -Zehrung, C_{org} -Oxidation und Freisetzung von Abbauprodukten

Aus den verbrauchten Oxidationsmitteln wird üblicherweise (vgl. Tab. 1 in Kap. 1) nach stöchiometrischen Beziehungen auf die Oxidation einer bestimmten Menge Kohlenstoff sowie die Freisetzung von entsprechenden Mengen Stickstoff und Phosphor geschlossen (s.u.). Da der Sauerstoff als bevorzugtes Oxidationsmittel normalerweise (bei oxischem Bodenwasser) in ausreichender Menge zur Verfügung steht, um das gleichzeitige Auftreten von Sulfatreduktion (als dem nachfolgend wichtigsten Oxidationsmittel im Meer) an derselben Stelle auszuschließen und um die Produkte der Sulfatreduktion zu oxidieren, wird zumeist die Messung der Sauerstoffzehrungsrate (und die Nitratdiffusion ins Sediment, sofern von Bedeutung) als Maß für den Gesamtumsatz an C_{org} im Sediment angesehen.

Diese Herangehensweise ist in Frage gestellt worden (PAMATMAT 1977; HARGRAVE and PHILLIPS 1981), da in allen küstennahen Sedimenten in bestimmter Tiefe auch andere Oxidationsmittel genutzt werden und fermentative Prozesse auftreten bis zur Bildung von Methan (GOLDHABER et al. 1977; SÖRENSEN et al. 1979; BERNER 1980). Eine Unterschätzung des Umsatzes durch Sulfatreduktion kann vermieden werden, wenn bei der Erstellung von Bilanzen einerseits davon ausgegangen werden kann, daß durch Sulfatreduktion in tieferen Sedimentschichten gebildetes H_2S nahe der Oberfläche durch O_2 oxidiert wird, und andererseits die Akkumulation von reduzierten, festen Schwefelverbindungen im Sediment beim C_{org} -Umsatz adäquat berücksichtigt wird (BALZER 1984; BALZER et al. 1986). Fehler in der Identifizierung der Sauerstoffzehrung mit dem C_{org} -Gesamtumsatz könnten allerdings auch dadurch auftreten, daß reduzierte gelöste Verbindungen aus dem Sediment exportiert werden.

Zwecks Überprüfung der genannten Annahmen wurde eine alternative Methode zur Bestimmung des benthischen Gesamtumsatzes angewendet, die in der Messung von Produktion und Freisetzung des gelösten anorganischen Kohlenstoffs besteht (der Summe der Spezies: CO_2 , HCO_3^- , CO_3^{2-} ; im folgenden als $t-CO_2$ bezeichnet). In der Tat finden HARGRAVE and PHILLIPS (1981) bei einem Vergleich, daß die Rate des freigesetzten $t-CO_2$ die gleichzeitig gemessene Sauerstoffzehrungsrate wesentlich übersteigen kann. Die Bestimmung des $t-CO_2$ als Maß für den Gesamtumsatz hat den Vorteil, sowohl aerobe als auch anaerobe Remineralisation zu repräsentieren, und erlaubt zudem die Vermeidung von Annahmen über den Respirationskoeffizienten bzw. die genaue Zusammensetzung der organischen Substanz. Als wesentliche Probleme dieses Verfahrens nennen ANDERSON et al. (1986) die Beeinflussung durch gleichzeitige Karbonatlösung, die Assimilation von CO_2 durch chemoautotrophe Bakterien und die nicht einbezogene Produktion von Methan, wobei die 2 letztgenannten Prozesse bezüglich der Umsatzraten als quantitativ unbedeutend eingestuft werden.

Eine bei beiden Verfahren weiterhin bestehende Unsicherheit hinsichtlich des Gesamtumsatzes besteht darin, daß gelöste organische Verbindungen als Produkte der Fermentation oder unvollständigen Abbaus über das Porenwasser aus dem Sediment

hinaus diffundieren können und so für die Relation zwischen Sauerstoffverbrauch und Kohlenstoffoxidation unerkannt entweichen. Daneben weisen Einschlußsysteme, mit denen dergleichen Raten bestimmt werden, grundsätzlich die Begrenzung auf, daß während des Versuches die Zufuhr frischen Materials unterbrochen ist. Dieser Effekt ist vor dem Hintergrund eines großen Inventars an C_{org} relativ zum Kurzzeitininput gering (SUNDBY et al. 1986), könnte aber bei Experimenten über längere Zeit zu einer Unterschätzung der Raten führen, da das frische organische Material besonders reaktiv ist. Daher wurde in dem nachfolgend berichteten Glockenexperiment organische Materie aus Sinkstofffallen oder Filtration aus der Wassersäule bei der wöchentlichen Probenahme in Mengen zugeführt, die in etwa dem natürlichen Input zu dieser Jahreszeit entsprachen.

Um diese beiden Fragen: des Verhältnisses von verbrauchten Oxidationsmitteln (vor allem von Sauerstoff) zu freigesetztem $t\text{-CO}_2$ und der eventuellen Freisetzung von gelösten organischen Stoffen, näher zu untersuchen, wurde ein Glockenexperiment bei 21.5 m Wassertiefe durchgeführt, das von Anfang August bis Mitte September dauerte (BALZER, unveröff). Dabei wurde im Gegensatz zu früheren Experimenten zusätzlich der $t\text{-CO}_2$ -Gehalt direkt bestimmt, da sich die Berechnung von $t\text{-CO}_2$ aus pH und Alkalinität bei gleichzeitigem Wirken von Karbonatlösung und Sulfatreduktion auf einige schwer kontrollierbare Annahmen über die Gesamtheit der protolytischen Spezies stützen muß (BALZER 1980a). Die zeitlichen Konzentrationsänderungen der verschiedenen für diese Fragen relevanten Parameter sind in Abb.21a-d dargestellt. Ausgehend von einem zu dieser Jahreszeit niedrigen Sauerstoffgehalt ($78.1 \mu\text{mol/L O}_2$) wurden sehr schnell anoxische Verhältnisse erreicht (am 12. Versuchstag, wie der Verlauf des Redoxpotentials - gemessen mit einer in situ Sonde - anzeigt (Abb.21a). Während dieser oxischen Phase fand Nitratzunahme (Nitrifikation) bis zu einer maximalen Konzentration von $4.6 \mu\text{mol/L}$ am 6.Tag statt, gefolgt von der völligen Aufzehrung durch Nitratreduktion bis zum Beginn anoxischer Verhältnisse (ohne Darstellung). Vom Beginn des Durchgriffs des Sulfatreduktionsmilieus vom Sediment ins Bodenwasser bis zur künstlichen Belüftung am 37.Tag wurde H_2S vom Boden freigesetzt. Die künstliche Belüftung am 37. Tag konnte nur geringe Sauerstoffgehalte

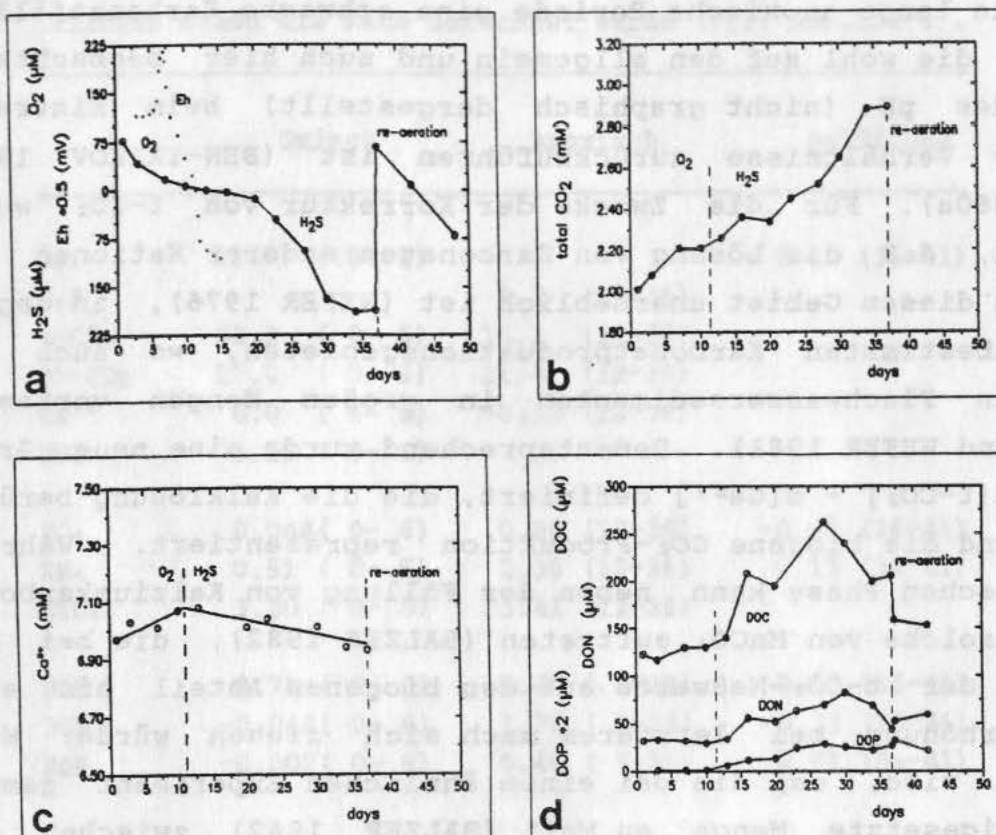


Abb.:21 Zeitliche Änderung der umsatzrelevanten Parameter in einem Einschlußexperiment (Spätsommer; 21.5 m): a) Redoxpotential, Sauerstoff und Schwefelwasserstoff (Achse nach unten); b) Gesamt-CO₂; c) Kalzium; d) Gelöster organischer Kohlenstoff (DOC), Stickstoff (DON), Phosphor (DOP). (BALZER, unveröff.).

im eingeschlossenen Wasserkörper etablieren, die - nicht zuletzt wegen der Akkumulation von reduzierten Verbindungen - sehr schnell verbraucht wurden, so daß bereits 6 Tage später erneut anoxische Verhältnisse auftraten.

In Abb.21b sind die während dieser Phasen unterschiedlicher Umweltbedingungen gemessenen Konzentrationsänderungen im t-CO₂ dargestellt. Da die Freisetzungsraten von t-CO₂ für obige Fragestellung nur genutzt werden können, wenn t-CO₂-Änderungen durch Lösung bzw. Fällung von Kalziumkarbonat bekannt sind, sind in Abb.21c die Änderungen des gelösten Kalziums sowie die zur

Korrektur der $t\text{-CO}_2$ -Raten verwendeten Ausgleichsgeraden eingezeichnet. Für die oxische Phase wird Karbonatlösung aus metabolisch produziertem CO_2 angezeigt (vgl. auch ANDERSON et al. 1986), während die lange anoxische Periode eine schwache Karbonatfällung ausweist, die wohl auf den allgemein und auch hier beobachteten Anstieg des pH (nicht graphisch dargestellt) beim Eintreten anoxischer Verhältnisse zurückzuführen ist (BEN-YAAKOV 1973; BALZER 1980a). Für die Zwecke der Korrektur von $t\text{-CO}_2$ wurde angenommen, daß die Lösung von Karbonaten anderer Kationen als Kalzium in diesem Gebiet unerheblich ist (WEFER 1976), im Gegensatz zu bestimmten Karbonatproduktionsgebieten, wo auch Mg-Kalzite in Flachwassersedimenten in großen Mengen vorkommen (BALZER and WEFER 1981). Dementsprechend wurde eine neue Größe $t^*\text{-CO}_2 = d[t\text{-CO}_2] - d[\text{Ca}^{2+}]$ definiert, die die Kalklösung berücksichtigt und die biogene CO_2 -Produktion repräsentiert. Während der anoxischen Phase kann neben der Fällung von Kalziumkarbonat auch eine solche von MnCO_3 auftreten (BALZER 1982), die bei der Korrektur der $t\text{-CO}_2$ -Meßwerte auf den biogenen Anteil hin eine weitere Erhöhung bei letzterem nach sich ziehen würde. Wenn angenommen wird, daß die bei einem ähnlichen Experiment gemessene, freigesetzte Menge an Mn^{2+} (BALZER 1982) zwischen dem Eintreten anoxischer Verhältnisse und dem Erreichen des Löslichkeitsproduktes als MnCO_3 ausgefällt wird, würde sich die biogene Freisetzung in der anoxischen Phase ($t^*\text{-CO}_2$ in Tab.5) nur um maximal 3.5% erhöhen; eine Korrektur für Mn-Lösung/Fällung wurde daher in die weiteren Berechnungen nicht mit einbezogen.

Zur Abschätzung der Bedeutung des Exports gelöster organischer Verbindungen für die Umsatzbilanz sind in Abb.21d die Konzentrationsänderungen für die organischen Summenparameter: gelöster organischer Kohlenstoff (DOC), Stickstoff (DON) und Phosphor (DOP) dargestellt. Während organischer Stickstoff und Phosphor in der oxischen Phase eine leichte Abnahme zeigen (Tab.5) und dementsprechend ins Sediment diffundieren bzw. dort konsumiert werden, wird DOC auch unter oxischen Bedingungen - wenn auch mit sehr niedriger Rate (Tab.5) - freigesetzt. In jüngerer Zeit wurde die hier (wie auch sonst allgemein) verwendete Methode zur Bestimmung von DOC und DON (DOC: kombinierter UV/Persulfat-Aufschluß; DON: Persulfataufschluß bei 120°C ; GRASSHOFF et al. 1983) dahingehend krisisiert (SUZUKI et al. 1985; SUGIMURA and

Tab.5 Netto-Freisetzungsraten (alle in: $\text{mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$) bei einem Einschlußexperiment (Glocke) im Spätsommer/Herbst bei 21.5 m Wassertiefe (Boknis Eck): O_2 , H_2S , t-CO_2 , $\text{t}^*\text{-CO}_2 = \text{d}[\text{t-CO}_2] - \text{d}[\text{Ca}^{2+}] + \text{d}[\text{DOC}]$, Ca^{2+} , NO_3^- , PO_4 , NH_4^+ , SiO_4 , DOC, DON, DOP; in Klammern: die Versuchstage, zwischen denen die Rate berechnet wurde (vgl. Abb.20a-d).

	Oxisch	Anoxisch	Belüftung
O_2	11.7 (0- 2)		8.4 (36-41)
H_2S		8.3 (19-36)	
t-CO_2	22.2 (0- 6)	16.1 (12-36)	
$\text{t}^*\text{-CO}_2$	17.0 (0- 6)	21.4 (12-36)	
Ca^{2+}	6.0 (0- 6)	-0.93 (12-36)	
NO_3^-	0.19 (0- 6)		
PO_4	0.044 (0- 6)	0.96 (12-36)	-0.67 (36-41)
NH_4	0.51 (0- 6)	2.36 (12-36)	0.13 (36-41)
SiO_4	3.20 (0- 6)	3.41 (12-36)	
DOC	0.78 (0- 6)	4.40 (9-29)	-0.80 (36-41)
DON	-0.044 (0- 6)	1.76 (9-29)	-0.73 (36-41)
DOP	-0.002 (0- 6)	0.40 (9-29)	-0.61 (36-41)

SUZUKI 1988), daß sie zu niedrige Werte bestimme, wobei allerdings die Natur der nicht erfaßten Komponenten bislang unklar blieb. Da es hier bei der Auswertung weniger auf die absoluten Mengen als auf die Konzentrationsänderungen ankommt und es sich bei den Produkten des fermentativen Abbaus zu einem wesentlichen Teil um leicht aufschließbare Moleküle (NEDWELL 1982) handelt, die auch mit der "klassischen" Methode erfaßt werden, kann angenommen werden, daß ein eventuell auftretender Fehler gering ist. Unsicher bleibt jedoch die Bedeutung größerer, schwer aufschließbarer Verbindungen, so daß neben diesbezüglichen methodischen Untersuchungen in der Wassersäule auch solche am und im Sediment dringend geboten erscheinen, falls sich die Ergebnisse von SUZUKI et al. (1985) bestätigen. Für die Auswertung des hier vorgestellten Experiments wurde von der Validität der "alten" Methode ausgegangen. Da die Natur und die Oxidationsstufe der gelösten organischen Verbindungen unbekannt sind, soll zur Abschätzung der maximalen Bedeutung dieses Exports davon ausgegangen werden, daß in diesen Verbindungen der Kohlenstoff in

der Oxidationsstufe 0 der ursprünglichen organischen Materie verbleibt (vgl. Tab.1 in Kap.1). Die Freisetzung von $0.78 \text{ mmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ DOC (Tab.5) wäre also in voller Höhe bei der Korrektur von $t\text{-CO}_2$ hinzuzuzählen, so daß sich für die biogene Produktion von CO_2 die erweiterte Funktion ergibt:

$$t^*\text{-CO}_2 = d[t\text{-CO}_2] - d[\text{Ca}^{2+}] + d[\text{DOC}] \text{ (vgl. Tab.5).}$$

Das Verhältnis der Raten von Kohlenstoffumsatz ($t^*\text{-CO}_2$) zu Sauerstoffverbrauch beträgt also nach allen Korrekturen während der oxischen Phase 1.45 (Tab.5) und signalisiert eine bedeutende Beteiligung von Elektronenakzeptoren außer Sauerstoff; bei Extrapolation auf das ganze Jahr ist diese Zahl allerdings als Maximalwert anzusehen, da der beschriebene Versuch (im August) bei einem jahreszeitlichen Minimum des Sauerstoffgehalts im Bodenwasser begonnen wurde; höhere O_2 -Konzentrationen zu den anderen Jahreszeiten hätte eine größere Eindringtiefe des Sauerstoffs zur Folge und würden das anoxische Milieu in tiefere Sedimentschichten zurückdrängen bzw. reduzierte gelöste Verbindungen in größerem Umfang oxidieren. Daraus läßt sich der für spätere Bilanzrechnungen wichtige Schluß ziehen, daß die Berechnung des C_{org} -Umsatzes aus O_2 -Zehrungsmessungen eine Unterschätzung von 45% im ungünstigsten Falle implizieren kann.

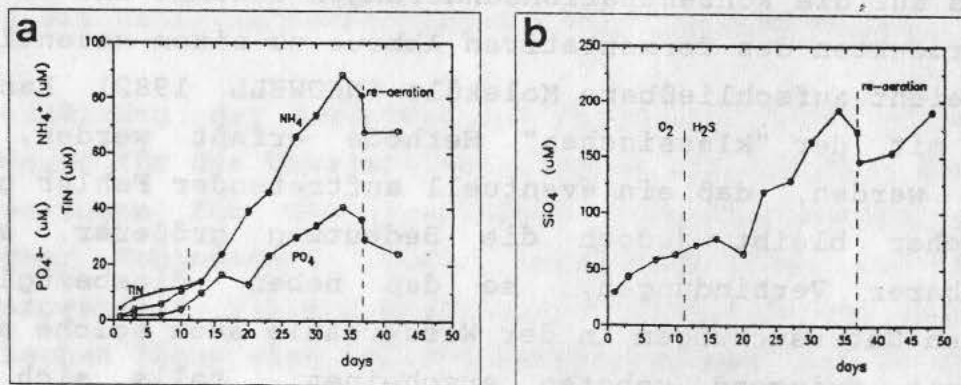


Abb.22 Zeitliche Änderung der Abbau- und Lösungsprodukte bei einem Einschlußexperiment (vgl. Abb.21): a) Ammonium, TIN (Summe der Konzentrationen von Nitrat, Nitrit und Ammonium) und Phosphat; b) Silikat. (BALZER, unveröff.).

Der drastische Wandel der Umweltbedingungen beim Übergang zu anoxischen Verhältnissen während des Experiments (Abb.21a) spiegelt sich kaum in der Produktionsrate von $t\text{-CO}_2$ wider (Abb.21b), von der man eigentlich ein Absinken erwarten würde. Eine Erklärung bieten Beobachtungen von ANDERSON et al.(1986) im Verlauf ähnlicher Versuche, bei denen sich schon bei O_2 -Gehalten unterhalb von $100\text{ }\mu\text{mol/L}$ das Freisetzungsmuster für die nachfolgende anoxische Phase herausbildete. Sehr deutlich ist hingegen die Steigerung der Freisetzungsraten bei den organischen Komponenten (Abb.21d), ebenso wie bei Phosphat und Ammonium (Abb.22a). Für den raschen Konzentrationsanstieg bei diesen Parametern ist zu einem wesentlichen Teil das Absterben vieler Organismen nach Einsetzen des lebensfeindlichen H_2S -Milieus verantwortlich, wie auch die Konzentrations-Abnahmen für alle drei organischen Summenparameter vom 27.-30. Versuchstag bis zur Belüftung es vermuten lassen. Unter zeitweilig re-etablierten oxischen Bedingungen vom 37.-42. Versuchstag werden die gelösten organischen Verbindungen zunehmend aufoxidiert, während Phosphat (Abb.22a) in dieser Zeit zusammen mit den gebildeten Fe(III) -Verbindungen anorganisch festgelegt wird (BALZER et al. 1983). Für das Silikat (Abb.22b) ergab sich auch bei diesem Experiment keine klare Beeinflussung durch den Wechsel von oxischen zu anoxischen Verhältnissen.

3.3.2.3 Sauerstoffzehrung: saisonale und räumliche Variation

Der Vergleich einiger weniger, aber großflächiger (3.1 m^2) in situ Versuche bei 20 m Wassertiefe (BALZER 1978, 1984) weist schwache saisonale Maxima der Zehrungsrate im Frühjahr und im Herbst aus, wie man es bei schneller Nutzung des sedimentierenden frischen Materials erwarten sollte (GRAF et al. 1982). Ein ähnlicher jahreszeitlicher Verlauf mit Minima der Zehrung im Winter und im Sommer wurde von BOJE (1974) für eine Station im Restsedimentbereich des "Hausgartens" berichtet. Die Vermutung eines direkten Zusammenhangs zwischen Maxima der pelagischen Sedimentation in Frühjahr sowie Herbst und der Sauerstoffkonsumption werden gestützt durch Fütterungsexperimente (GRAF 1987) und Freilandmessungen (GRAF et al.1983; SCHULZ 1983), die besagen, daß die Umsatzaktivität und auch die Sauerstoffzehrungsrate unmittelbar mit deutlicher Zunahme auf den pelagischen Input reagieren.

Sauerstoffzehrung in 18 und 28 m Tiefe

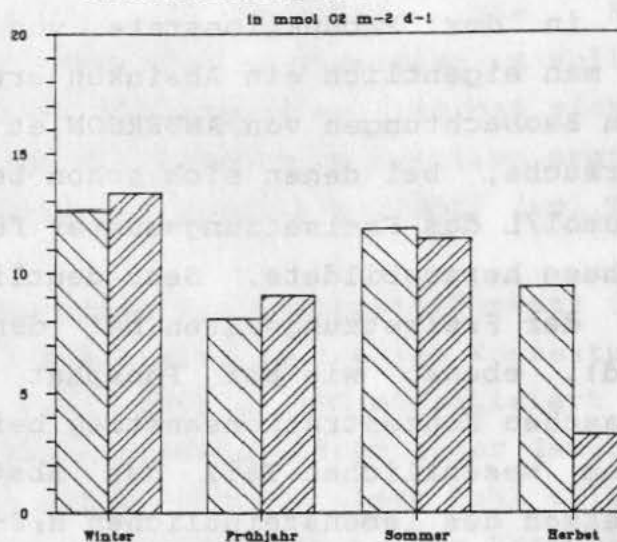


Abb.23 Saisonale Abhängigkeit der Sauerstoffzehrungsrate, die aus regelmäßig über das Jahr verteilten Einzelmessungen jeweils gemittelt wurde ($n > 7$ pro Saison); die Raten wurden durch Labor-Inkubation von Sedimentkernen bei in situ Temperatur und in situ O_2 -Konzentration bestimmt. Jeweils links: schlickiger Sand (Boknis Eck, 18 m, und Gabelsflach, 17 m); jeweils rechts: Schlicksedimente (Boknis Eck, 28 m) (nach Daten von: POLLEHNE, unveröff.; KÄHLER, unveröff.).

Einige neuere Untersuchungen der Sauerstoffzehrungsrate, die in den Jahren 1984-1988 durch Labor-Inkubation von Schlicksand-Sedimenten vorgenommen wurden, zeigen jedoch (Abb.23; vgl.auch Tab.6), daß die Sedimentation von frischem organischem Material nicht der einzige Faktor sein kann, der den jahreszeitlichen Rhythmus der Zehrung steuert: bei den in Abb.23 dargestellten, auf jeweils mindestens 7 Einzelmessungen beruhenden, saisonalen Mittelwerten (POLLEHNE 1986, unveröff.; KÄHLER 1989) liegen die jahreszeitlichen Maxima der O_2 -Zehrung für Schlicksand und Schlick im Winter und Sommer. Verschiedene Faktoren sind also dafür verantwortlich, daß im Verlauf mehrerer Jahre die Lage der jahreszeitlichen Maxima und Minima sich ändern kann. Neben der aktuellen Verfügbarkeit von (leicht) abbaubarem Material hängt die Rate der Zehrung auch vom Sauerstoffgehalt des Bodenwassers ab, der als Folge der Stabilität der Schichtung in der Wassersäule im Sommer - von Jahr zu Jahr etwas verschieden - sehr niedrige Werte annehmen kann (vgl. auch KÄHLER 1989). Eine gewisse Schwankungsbreite der Messungen in verschiedenen Jahren ist durch die bei relativ kleiner Fläche der Labor-Inkubations-

systeme sich stark auswirkende Inhomogenität des C_{org} und der Organismenbesiedelung bedingt, die bei den in Tab.6 jeweils für eine Jahreszeit zusammengefaßten Mittelwerten durch hohe Probenfrequenz kompensiert wurde.

Auch im Winter können sehr hohe Zehrungsraten auftreten, wenn im vorherigen Sommer - durch niedrige O_2 -Gehalte bedingt - anaerobe Umsatzprozesse am Boden zu einer Akkumulation von reduzierten anorganischen Verbindungen im Sediment geführt haben, die erst in dem darauf folgenden Herbst und Winter aufoxidiert werden (POLLEHNE 1986); daraus erklären sich die besonders großen Unter-

Tab.6 Mittlere Raten von Sauerstoffzehrung und Nährsalzfreisetzung in verschiedenen Jahreszeiten auf Stationen in 17 m (*:KÄHLER 1989), 18 m (*:POLLEHNE 1980, 1986) und 20 m Wassertiefe (*:BALZER 1984, 1987, unpubl.; in situ bestimmte Raten), die alle zum Sedimenttyp schlickiger Sand (Feinsand) gehören.

Jahreszeit	Tiefe (m)	Temp. (°C)	O_2 -Zehrung (mmol·m ⁻² ·d ⁻¹)	-----Freisetzung-----		
				Phosphor	Stickstoff	Silikat
				----- (µMol·m ⁻² ·d ⁻¹) -----		
Winter *	17	-	9.28	-	-	-
Winter +	18	0	4.2	fix.	50	112
Winter s	20	4	4.15	16	134	690
Winter +	20	2-4	12.62	-	-	-
Frühjahr *	17	-	12.14	-	-	-
Frühjahr +	18	5	12.9	25	377	1991
Frühjahr +	20	4-7	8.11	-	-	-
Frühjahr s	20	8.5	10.4	63	476	2078
Sommer *	17	-	12.14	-	-	-
Sommer +	18	10	9.95	17	264	1124
Sommer +	20	8-12	11.89	-	-	-
Sommer s	20	10	7.19	73	667	1576
Herbst *	17	-	13.4	-	-	-
Herbst +	18	10	9.95	fix	fix	1047
Herbst +	20	10-12	9.40	-	-	-
Herbst s	21	10	11.7	44	510	3200
Jahresmittel für schlickigen Sand:				10.0	≤39.7	354
						1477

schiede der Raten im Winter (Tab.6), die in verschiedenen Jahren ermittelt wurden. Mit Sicherheit ausgeschlossen werden kann, daß die Temperatur an diesen Stationen den entscheidenden Faktor für die Höhe der O_2 -Zehrung darstellt, wie es sehr eindrucksvoll z.B. von HARGRAVE and PHILLIPS (1986) oder JÖRGENSEN and SÖRENSEN (1985) demonstriert wurde. Insgesamt betrachtet liegen die jeweils gemittelten Werte in Tab.6 (mit Ausnahme des Winters) relativ dicht beieinander; auf Grund der hohen Probedichte über viele Jahre - vor allem auch in den Frühjahrren - kann daher der in Tab.6 angegebene Jahresmittelwert als repräsentativ für die schlickigen Sande der Kieler Bucht gelten. Er liegt im mittleren Bereich der Zehrungsraten, die VAN ES (1982) in einer zusammenfassenden Arbeit für küstennahe Sedimente angibt.

Um den benthischen Umsatz von C_{org} an verschiedenen Sedimenttypen in Beziehung zur Verteilung von C_{org} setzen zu können und um zu einer Bilanz entlang des Hanges im "Hausgartengebiet" oder für die gesamte Kieler Bucht zu gelangen, müssen auch die Sauerstoffzehrungsraten der weniger gut untersuchten anderen Sedimenttypen (Grobsand; sandiger Schlick; Schlick) ausgewertet werden. Raten für diese Areale sind in Tab.7 zusammengefaßt, wobei sich zeigt, daß die Raten aus dem "Hausgartengebiet" (BALZER et al. 1986) sich für einen gegebenen Sedimenttyp nicht wesentlich von anderen Standorten der Kieler Bucht unterscheiden (vgl. auch: KÄHLER 1989); daher können die gebildeten Mittelwerte als repräsentativ für die gesamte Kieler Bucht angesehen werden. Nur die Zone der nicht oder nur wenig akkumulierenden Restsedimente und Grob-/Mittel-Sande der Kieler Bucht (Abb.6) liegt im euphotischen Bereich der Wassersäule und zeigt einen deutlichen Tag/Nacht-Rhythmus mit relativ hohen Raten von $23.1 \text{ mmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1} \text{ } O_2$ in der Dunkelheit und von $10.4 \text{ mmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1} \text{ } O_2$ während des Tages (Kompensation durch benthische Primärproduktion), die ebenso wie die Raten aus den anderen Wassertiefenbereichen auf einen mittleren Jahreswert hochgerechnet wurden (BALZER et al. 1986).

Mit den zusätzlichen Messungen von POLLEHNE (1986) und KÄHLER (1989) in Tab.7 ergibt sich, daß die Variation der Zehrungsraten mit der Wassertiefe (und dem Sedimenttyp) umgekehrt zur Verteilung des C_{org} verläuft: obwohl der C_{org} -Gehalt entlang eines Transekts um mindestens das 15-fache zwischen 12 m und 28 m

Tab.7 Sauerstoffzehrung auf verschiedenen Sedimenttypen und Wassertiefen in der Kieler Bucht. Alle Raten bis auf eine (s.u.) wurden durch Dunkel-Inkubation ermittelt. Dabei ist zu beachten, daß für 18 m, 20 m und 28 m Wassertiefe Jahresmittelwerte angegeben werden, die aus jeweils mehreren (bis zu 16) Experimenten zu den verschiedenen Jahreszeiten errechnet wurden.

Zeitraum der Untersuchung	Wassertiefe (m)	Sedimenttyp	Sauerstoffzehrung (mmol·m ⁻² ·d ⁻¹)	Referenz
Mai 1980	10	Sand, Restsed.	10.5 (hell) 23.1	BALZER et al.(1986)
Feb.- Dez. 1973	11	Sand, Restsed.	23.6	BOJE (1974)
Juli 1984	12	Sand, Restsed.	17.5	POLLEHNE (1986)
April/Mai 1980	15	Sand, Restsed.	18.1	BALZER et al.(1986)

Jahresmittelwert für Sande/Restsedimente: 18.6

Okt. 1986- Aug.1988	17	Feinsand/ schlick. Sand	11.7 (Jahresmittel)	KÄHLER (1989)
Feb.-Okt. 1979	18	Mittel/ Feinsand	8.6 (Jahresmittel)	POLLEHNE (1979)
Sept. 1983- Nov. 1984	20	Feinsand/ schlick. Sand	9.9 (Jahresmittel)	POLLEHNE (1986)
Feb.1975- Sept.1976	20	schlick. Sand	8.0 (Jahresmittel)	BALZER (1984)
Mai 1981	20	Feinsand/ schlick. Sand	10.1	BALZER (unveröff.)
Mai 1981	21	schlick. Sand	11.7	BALZER (unveröff.)

Jahresmittelwert für schlickigen und Feinsand: 10.0

Mai 1980	25	sand. Schlick	12.4	BALZER et al.(1986)
----------	----	---------------	------	---------------------

Jahresmittelwert für sandigen Schlick: 12.4

Mai 1980	28	Schlick	13.8	BALZER et al.(1986)
Sept. 1983- Nov.1984	28	Schlick	8.9	POLLEHNE (1986)

Jahresmittelwert (gewichtet) für Schlick: 9.7

Wassertiefe zunimmt, liegt die mittlere Zehrungsrate in den flach liegenden Sedimenten über derjenigen in den Rinnen bei 28 m Wassertiefe. Eine ähnliche Diskrepanz zwischen stark unterschiedlichen C_{org} -Konzentrationen im Sediment und kaum variierenden O_2 -Konsumptionsraten beobachten auch JÖRGENSEN and SÖRENSEN (1985) entlang eines Transekts von fluvialen Silt-Sedimenten zu marinen Sanden. Bei den flach liegenden Sedimenten der Kieler Bucht kann dies aus den für höhere Organismen lebensfreundlicheren Sauerstoffverhältnissen, aus der entsprechend größeren Besiedelungsdichte (ARNTZ and BRUNSWIG 1976), aus dem leichten Zutritt von O_2 zu diesen Sedimenten hoher Permeabilität und aus der Tatsache erklärt werden, daß im flachen Bereich durch benthische Primärproduktion über weite Teile des Jahres wenig abgebaute organische Materie unmittelbar verfügbar gemacht wird (POLLEHNE 1986). Zusätzlich könnte dieser Trend auch die Überlegenheit einer aus Mikroorganismen und Makrofauna gemischten "oxischen" Lebensgemeinschaft gegenüber einer stark auf anaerobe Mikroorganismen orientierten Gemeinschaft ausdrücken (REIMERS and SUESS 1983). Mit Sicherheit spielt eine Rolle, daß in den tiefer liegenden Sedimenten und Rinnen relativ schwer abbaubarer Makroalgen-Detritus (Kap.3.3.1) akkumuliert, der einen geringeren Beitrag zum Umsatz liefert.

3.3.2.4 Nitratreduktion: saisonale und räumliche Variation

Die Raten und die Bedeutung der Nitrat-Reduktion hinsichtlich des Stickstoff- und des Kohlenstoffkreislaufs lassen sich aus Einschluß-Experimenten, wie sie in den Abb.20 und Abb.21 dargestellt sind, nicht ableiten, da bei den dort gewonnenen Netto-Umsatzraten unbekannt bleibt, in welchem Umfang eine enge Kopplung von Nitrifikation und Denitrifikation (HENRIKSEN and KEMP 1988) für Oxidation von Kohlenstoff bei gleichzeitiger Produktion von molekularem Stickstoff sorgt, was bei alleiniger Untersuchung von ionalem Stickstoff unerkannt bliebe. Im folgenden wird die Untersuchung der Nitratreduktion auf die saisonale und laterale Variation der Denitrifikation eingeschränkt, da zusätzlich das Interesse bestand, die Bedeutung der Entfernung von ionalem Stickstoff für den Stickstoffkreislauf einzuschätzen; der konkurrierende Prozeß der Nitratreduktion durch Nitrat-

Ammonifikation (SÖRENSEN 1978b) leistet diesbezüglich keinen Beitrag. Obwohl in C_{org} -reichen, marinen Sedimenten die Nitrat-Ammonifikation einen erheblichen Anteil an der gesamten Nitratreduktion haben kann (z.B. NISHIO et al. 1982, 1983; JÖRGENSEN and SÖRENSEN 1985), ist die Reduktion von Nitrat zu Ammoniak nicht notwendig ein respiratorischer Prozeß, da das Nitrat auch als Elektronenakzeptor bei bakterieller Fermentation auftreten kann (JÖRGENSEN and SÖRENSEN 1985). Um die Bedeutung der Nitratreduktion für die Stickstoff-Bilanz und den C_{org} -Umsatz in der westlichen Ostsee einzuschätzen, wurden die Raten der Denitrifizierung in den verschiedenen, in der Kieler Bucht auftretenden Sedimenttypen zu verschiedenen Jahreszeiten bestimmt (KÄHLER 1989; KÄHLER and BALZER, in Vorb.).

Unter Sauerstoffmangel benutzen fakultativ anaerobe Bakterien Nitrat und Nitrit als Elektronenakzeptoren bei der Oxidation der organischen Substanz; dabei wird der Stickstoff in Form des nicht pflanzenverfügbaren elementaren Stickstoffs freigesetzt; Distickstoffmonoxid (N_2O) tritt als Zwischenprodukt und teilweise auch als Endprodukt auf. Da dieser Prozeß der Denitrifikation im anaeroben Milieu abläuft, aber von oxidierten Stickstoffverbindungen ausgeht, ist das Auftreten der Denitrifikation auf besondere Standorte beschränkt: nämlich solche, in denen der aerobe Prozeß der Nitrifizierung unmittelbar benachbarte anoxische Bereiche mit Nitrat versorgt oder wo sich oxische und anoxische Bedingungen abwechseln (FENCHEL and BLACKBURN 1979; BRETTAR and KÄHLER 1989); ferner dort, wo (auch allochthones) Nitrat über das Bodenwasser ins reduzierte Sediment, insbesondere durch die Tätigkeit bodenwühlender Tiere (vgl. Kap. 3.2.2.2; ALLER 1988; KRISTENSEN 1988), eingetragen wird. Die erstgenannten Umwelt-Bedingungen sind im oberen Bereich von Flachwassersedimenten gegeben: ein steiler Gradient des Redoxpotentials und jahreszeitlich wechselnde Sauerstoffversorgung.

Die Denitrifizierung wurde nach dem C_2H_2 -Block-Verfahren bestimmt (ähnlich: SÖRENSEN 1978a; ANDERSEN et al. 1984), bei dem die Denitrifikation auf der Stufe des N_2O abgebrochen und dessen Akkumulation nach Inkubation schichtweise im Sediment ermittelt wird. Besonderes Gewicht wurde auf die Auswertung der anfänglichen Raten bei der Inkubation gelegt, da bei niedrigem Nitrat-

angebot im Porenwasser und einer evtl. durch C_2H_2 inhibierten Nachlieferung durch Nitrifikation (TAM and KNOWLES 1979; WALTER et al. 1979) die notwendigen stationären Bedingungen nur kurzzeitig existieren.

Die gemessenen Raten der Denitrifikation liegen im Bereich von $0-2.5 \text{ nmol} \cdot \text{cm}^{-3} \cdot \text{h}^{-1} \text{ N}_2\text{O}$ und ergaben je nach Sedimenttyp und Jahreszeit charakteristische Werte sowohl in der Höhe der Raten als auch in ihrer Verteilung über die Tiefe im Sediment (Abb.24). Alle Sedimente haben im Frühjahr die höchste Denitrifizierung, im Sommer und Herbst die niedrigste. Bei Schlicksedimenten nimmt die Rate schnell mit der Tiefe ab, im Sommer und im Herbst bleibt sie

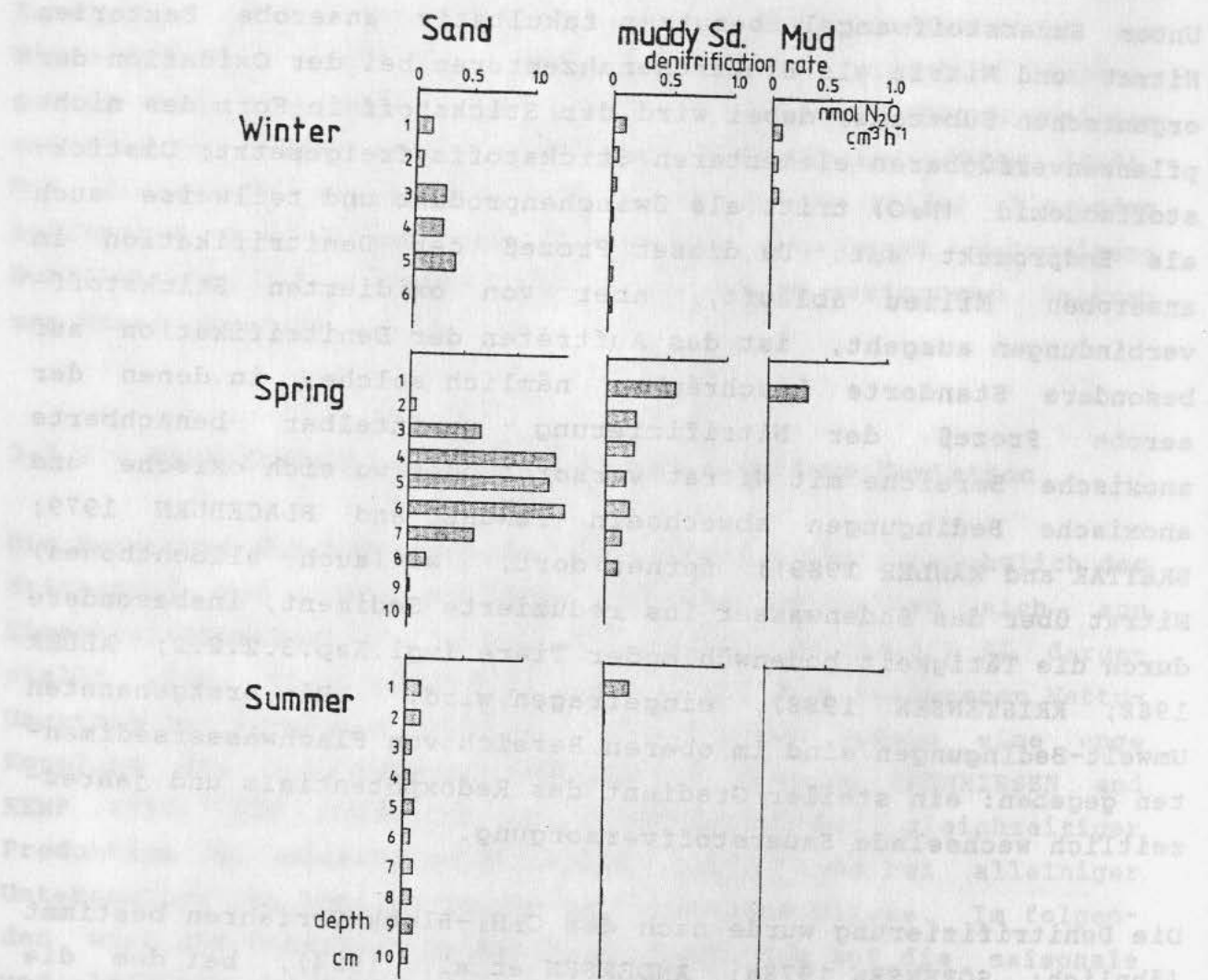


Abb.24 Typische Verteilungen (gemittelt) der Denitrifikationsrate im Sediment für verschiedene Sedimenttypen und Jahreszeiten (nach: KÄHLER, 1989).

oft auf den obersten Zentimeter beschränkt, wenn sie nicht ganz erloschen ist. In den Sanden hingegen ist Denitrifikation über einen großen Tiefenbereich möglich und das Maximum der Rate kann bis 6cm tief im Sediment liegen, wobei auch hier die höchsten Raten im Frühjahr auftreten. Im Vergleich zu den Sedimenten mit Schlickanteil liegen die Denitrifikationsraten wesentlich höher und zeigen eine größere Amplitude im Jahresgang.

Abb.25a-c zeigen die über die Sedimenttiefe summierten Raten der Denitrifizierung im Zeitablauf für die drei Sedimenttypen. Für diese Darstellungen wurden jeweils die gemessenen Werte mehrerer Standorte gleichen Sedimenttyps zusammengefaßt. Alle drei Jahresgänge zeigen einen ähnlichen Verlauf mit nur einem Maximum im Frühjahr; dieses ist für Sande am stärksten ausgeprägt und für die reinen Schlicke am schwächsten. Für die saisonale Verteilung der Raten ergibt sich folgendes Gesamtbild: hohe Sauerstoffgehalte im Bodenwasser und relativ geringe Sauerstoffzehrungen im Winter (im Jahr der Messungen) lassen die oxidierte Zone und damit die Zone der Nitratbildung durch Nitrifikation tief ins Sediment vorstoßen. Die Sedimentation der Frühjahrs-Planktonblüte vergrößert die Sauerstoffzehrung, und die anoxische Zone beginnt gegen die Sedimentoberfläche vorzudringen; nach dem Sauerstoff wird das Nitrat verbraucht, dessen Nachlieferung durch zunehmenden Sauerstoffmangel im Bodenwasser während des Sommers behindert wird; infolge dessen fällt die Denitrifizierung ebenfalls stark ab, und zwar umso stärker, je anoxischer die Sedimente werden. Mit der Wasserzirkulation im Spätherbst werden die Sedimente wieder stärker oxidiert; Nitrat kann wieder in den oberen Horizonten verstärkt gebildet werden, wobei die Denitrifizierung allerdings nur langsam nachkommt.

Die Integration der Werte unter den Mittelwertskurven (Abb.25) ergibt Jahres-Mittelwerte für die einzelnen Sedimenttypen: Sand $19.3 \mu\text{mol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ als N, schlickiger Sand $8.6 \mu\text{mol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ als N, sandiger Schlick und Schlick $3.0 \mu\text{mol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ als N. Die hier bestimmten Raten liegen im unteren Bereich der sonst aus küstennahen Gewässern berichteten Denitrifikationsraten (SÖRENSEN et al. 1979; NISHIO et al. 1982, 1983; SÖRENSEN 1984; ANDERSEN et al. 1984; JÖRGENSEN and SÖRENSEN 1985; vgl. auch HENRIKSEN and KEMP 1988). Dabei ist aber in Rechnung zu stellen, daß an den dortigen

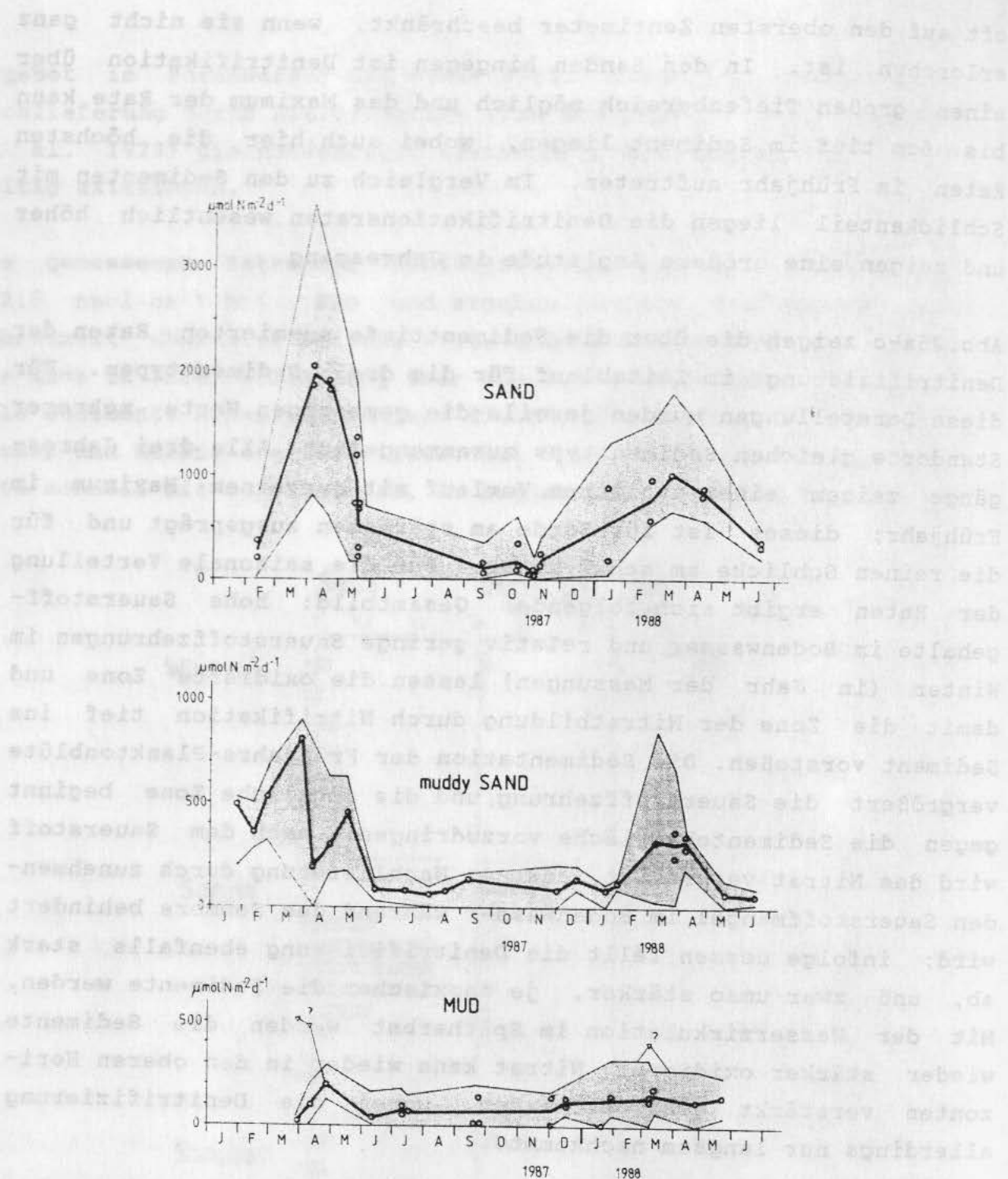


Abb.25 Denitrifikationsraten für Sedimente der Kieler Bucht 1987-1988. a) Sande, b) schlickige Sande, c) Schlicke. Durchgezogene Linie: Mittelwerte mehrerer Messungen an verschiedenen Standorten eines Sedimenttyps und von Parallelmessungen; schraffierter Bereich: jeweils maximale/minimale Raten. Zu beachten: der andere Maßstab bei den Sanden. (nach: KÄHLER 1989).

Standorten die Höhe der Denitrifikation in fast allen Fällen durch allochthone Zufuhr von Nitrat ins Bodenwasser kontrolliert wird (mit teilweise 50 mal höheren Nitrat-Gehalten als im Wasser der Kieler Bucht); insofern repräsentieren diese Standorte eutrophierte Ökosysteme, während die Kieler Bucht eher "normale" marine Verhältnisse verkörpert; bei vergleichbaren Nitrat-Gehalten wie in der Kieler Bucht bestimmte JENSEN (1988a) an Schlicksanden Denitrifikationsraten in ähnlicher Höhe wie oben für diesen Sedimenttyp angegeben.

Der bedeutenste steuernde Faktor für die Denitrifikation ist die Nitrat-Verfügbarkeit im Porenwasser, wie sich aus der Parallelität der Verteilung der Nitratgehalte und der Denitrifikationsraten sowohl über die Sedimenttiefe als auch im Jahresverlauf ergab (vgl. SÖRENSEN 1984; HATTORI 1983). Da in den Sedimenten der Kieler Bucht die Nitratgehalte in den oberen Schichten stets die Gehalte im Bodenwasser übersteigen, ist hier nicht die Wassersäule die wesentliche Quelle des Nitrats, sondern die Nitrifizierung im Sediment (vgl. HENRIKSEN and KEMP 1988). Folglich sind die Faktoren, die die Nitrifikation steuern, auch bestimmend für die Höhe der Denitrifikation, worunter in erster Linie die Sauerstoff-Verfügbarkeit zu verstehen ist, da in den hiesigen Porenwässern keine Begrenzung durch Ammoniumionen (überall $c > 20 \mu\text{mol/L}$) auftreten kann. Daß die Raten in den C_{org} -reichen Schlicksedimenten relativ niedrig liegen, hat seine Ursache zum Teil in der bereits dicht unter der Oberfläche beginnenden anoxischen Zone und dem geringen O_2 -Transport ins Sediment durch Bioturbation (s. Kap. 3.2.2); in diesen anoxischen Bereichen fehlen geeignete Lebensbedingungen für nitrifizierende Bakterien und für einen Großteil der Makrofauna (WEIGELT 1987), deren fördernde Wirkung auf die Denitrifizierung von verschiedenen Autoren nachgewiesen wurde (ALLER 1988, KRISTENSEN 1988). Nur zu bestimmten Zeiten hat ein hohes Angebot an organischer Substanz eine direkt Steigerung der Denitrifikationsrate zur Folge, wie im Frühjahr nach der Sedimentation von Planktonmaterial; generell haben jedoch die Sedimente mit den höchsten Gehalten an organischer Substanz die niedrigsten Denitrifizierungsraten.

3.3.2.5 Sulfatreduktion: saisonale und räumliche Variation

Die Reduktion von Sulfat hat wegen seiner hohen Konzentration im Meerwasser unter allen vorhandenen Oxidationsmitteln die größte Kapazität zur Oxidation von organischer Materie; dieses oxidative Potential kann jedoch nur unter anaeroben Bedingungen entfaltet werden. Trotzdem kann in C_{org} -reichen, küstennahen Gebieten und Marschen das Sulfatreduktions-Äquivalent bezüglich der C_{org} -Oxidation bis zu 50% der O_2 -Konsumption betragen (JÖRGENSEN 1982; HOWES et al. 1984; HOWARTH 1984).

In den hier betrachteten akkumulierenden Arealen der Kieler Bucht dominiert die Sulfatreduktion das Abbaugeschehen der tiefen Sedimentschichten, bevor in noch größeren Tiefen Methanogenese auftritt (WHITICAR 1978; 1982). Die Sulfatreduktion findet aber auch in allen diesen Sedimenten nahe der Sediment/Wasser Grenzfläche nicht nur in Mikro-Nischen statt, sondern ist - je nach Belüftungsgrad infolge der Bioturbation - im gesamten Sediment schon wenige Millimeter bis Zentimeter unter der Oberfläche vorherrschend, wie sich aus Redoxpotentialmessungen ergibt.

Unterhalb der durch höhere Organismen ständig beeinflussten (und aerob gehaltenen) Zone, wo von Ausnahmen abgesehen (z.B. das Auftreten des Priapuliden Halicryptus spinulosus) molekulare Prozesse das Transportgeschehen dominieren, lassen sich aktuelles Ausmaß und Rate der Sulfatreduktion unter "steady state" Bedingungen und geeigneten weiteren Annahmen relativ leicht nach den in Kap.2.3 erläuterten Verfahren aus der Verteilung des Sulfats im Porenwasser berechnen (BERNER 1974; BERNER 1980). In Abb.26 sind Beispiele für die Sulfat- und H_2S -Verteilung in 2 Sedimenten aus 20 m und 28 m Wassertiefe dargestellt: bei dem Profil aus dem Schlicksediment (28 m) ist eine - im Vergleich zu den mittleren Verhältnissen in den Schlicksedimenten - extrem schnelle Konzentrationsabnahme für das Sulfat unterhalb von 5 cm ersichtlich, die einer Reduktionsrate von $5.7 \text{ mmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ entspricht; diese Rate ergibt sich aus exponentieller Anpassung mit einem nach KROM and BERNER (1980a) auf 3°C korrigierten Diffusionskoeffizienten und der Porosität von $\phi=0.9$. Eine Größenordnung niedriger ($0.6 \text{ mmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$) liegt der mittlere Fluß von Sulfat in die Schlicksedimente, den WHITICAR (1978) aus Sulfat-

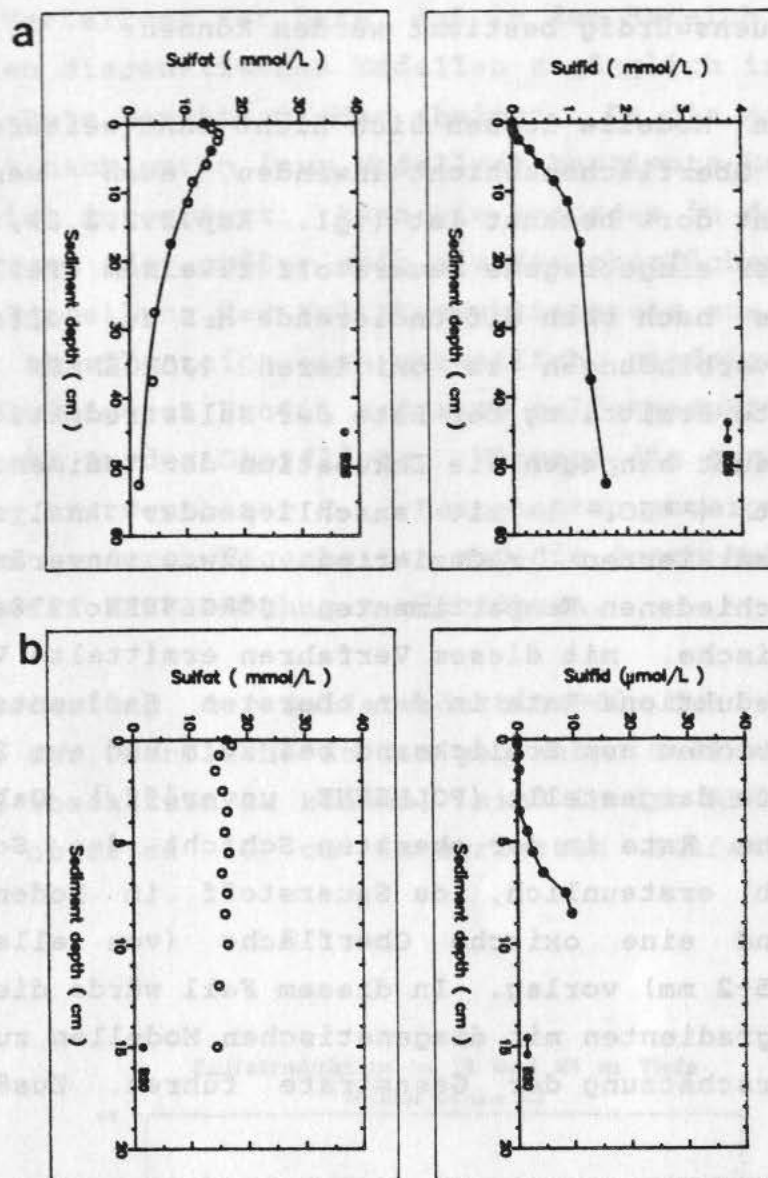


Abb.26 Sulfat- und Sulfidprofile im Porenwasser: a) Schlick (28 m) mit exponentieller Anpassung an die Sulfat-Daten unterhalb von 4 cm zur Ermittlung der integrierten Sulfatreduktionsrate (s.Text), b) schlickiger Sand (18 m) .

profilen tieferer Schichten ermittelt. Ebenfalls entnommen werden kann der Abb.26, daß die Konzentrationserhöhung beim H_2S die tatsächliche Sulfatreduktion nicht adäquat widerspiegelt, da die Bildung fester Sulfide die Konzentration des im Verhältnis 1:1 aus Sulfat gebildeten Sulfids erniedrigt. In dem Schlicksand-sediment (20 m) läßt sich die sehr viel weniger intensive Sulfatreduktion nur an der Bildung von Sulfid erkennen (Abb.26), da kleine Sulfatdifferenzen (niedrige Sulfatreduktions-Raten) auf einer kurzen Tiefendistanz vor dem großen Hintergrund von Sulfat

im Meerwasser und dem hier zusätzlich stark fluktuierenden Salzgehalt kaum vertrauenswürdig bestimmt werden können.

Die diagenetischen Modelle lassen sich nicht ohne weiteres auf die bioturbirte Oberflächenschicht anwenden, auch wenn der Transportkoeffizient dort bekannt ist (vgl. Kap.3.2.2.2), da der aus dem Bodenwasser eingetragene Sauerstoff zu einem Teil dazu benutzt wird, das nach oben diffundierende H_2S zu Sulfat und anderen Schwefelverbindungen zu oxidieren (JÖRGENSEN 1978b; 1982). Eine direkte Ermittlung der Rate der Sulfatreduktion nahe der Oberfläche erlaubt hingegen die Inkubation der Sedimente mit markiertem Sulfat ($^{35}SO_4^{2-}$) mit anschließender Analyse des Schicksals des markierten reduzierten bzw. unveränderten Schwefels in verschiedenen Kompartimenten (JÖRGENSEN 1978a). In Abb.27a,b sind typische, mit diesem Verfahren ermittelte Verteilungen der Sulfatreduktions-Rate in den obersten Sedimentschichten der beiden Stationen aus Schlicksand bei 20 m und aus Schlick bei 28 m Wassertiefe dargestellt (POLLEHNE, unveröff.). Dabei ist besonders die hohe Rate in der obersten Schicht des Schlicksediments (Abb.27b) erstaunlich, da Sauerstoff im Bodenwasser vorhanden war und eine oxische Oberfläche (von allerdings vermutlich nur 0.5-2 mm) vorlag. In diesem Fall würde die Auswertung der Sulfatgradienten mit diagenetischen Modellen zu einer gravierenden Unterschätzung der Gesamtrate führen. Zusätzlich

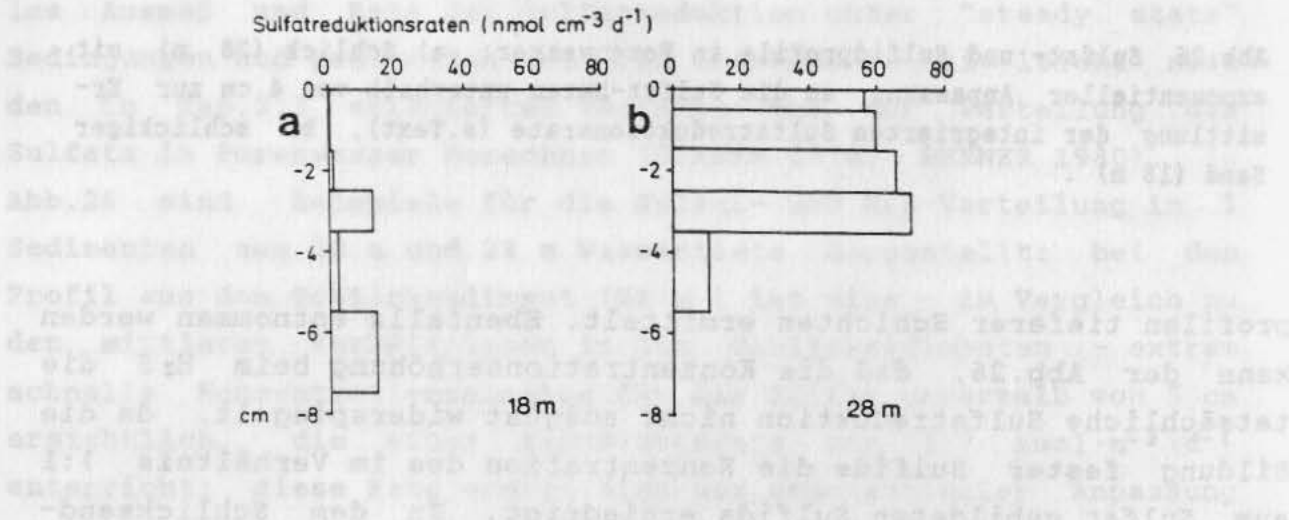


Abb.27 Tiefenverteilung der durch $^{35}SO_4$ -Inkubation bestimmten Sulfatreduktionsraten nahe der Oberfläche: a) schlickiger Sand (18 m), b) Schlick (28 m) (POLLEHNE, unveröff.).

zeigt die Verteilung der Rate, daß in dem Bereich unterhalb von 4 cm, der den diagenetischen Modellen zugänglich ist, die Sulfatreduktions-Rate bereits wieder abnimmt. Da die aus der Diffusion von Sulfat nach unten (aus Modellen) bestimmte Rate einen großen Tiefenbereich integriert, kann sie trotzdem in derselben Größenordnung liegen oder größer sein als die oberflächennahe Rate. Die vertikale Verteilung der Sulfatreduktionsrate aus dem Schlicksand (20 m) in Abb.27a zeigt eine wesentlich niedrigere Intensität, ein unregelmäßigeres Profil und eine sulfatreduktionsarme bzw. -freie Schicht an der Oberfläche. Während die geringere Rate eine Limitierung verwertbarer C_{org} -Komponenten anzeigt, lassen sich die beiden anderen Eigenheiten auf die durch Makrofauna beeinflusste Sauerstoffversorgung zurückführen.

Um die Bedeutung der Sulfatreduktion für den Gesamtumsatz an C_{org} nahe der Oberfläche an den genannten Sedimentstandorten im Jahresgang abschätzen zu können, sind in den Abb.28 die vertikal über die obersten 10 cm integrierten Sulfatreduktions-Raten

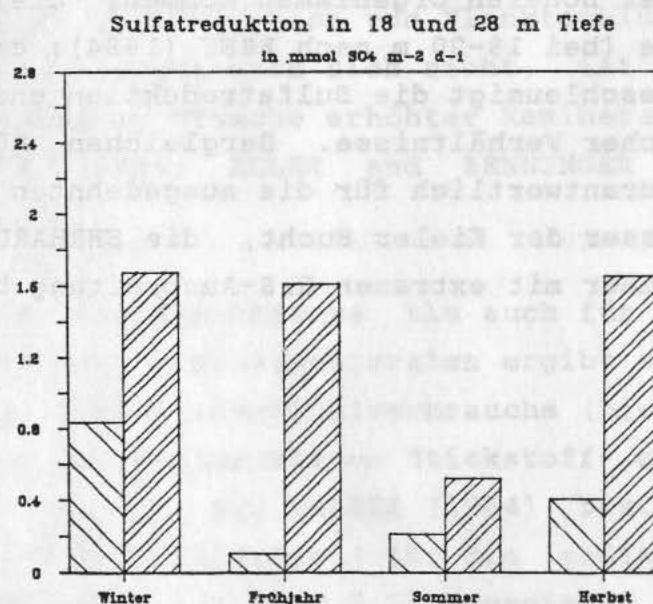


Abb.28 Saisonale Abhängigkeit der Sulfatreduktionsrate ($^{35}SO_4$ -Inkubation), die aus regelmäßig über das Jahr verteilten Einzelmessungen gemittelt wurde. Jeweils links: schlickiger Sand (Boknis Eck, 18 m); jeweils rechts: Schlicksedimente (Boknis Eck, 28 m) (POLLEHNE, unveröff.).

aufgetragen (POLLEHNE, unveröff.). Zwei wichtige Faktoren begünstigen die Entwicklung starker Sulfatreduktion auch nahe der Sediment-Oberfläche: die sommerliche Stagnation in der Wassersäule und die Hauptsedimentationsereignisse. So wurde an den ansonsten gut belüfteten Sedimenten der 18 m Station ein Maximum der Sauerstoffzehrung im November gemessen, das von einer für diese Station besonders hohen und andauernden Sulfatreduktions-Rate begleitet wurde; dabei handelte es sich um das Ende einer langen Stratifikationsphase in der Wassersäule seit dem Sommer mit stark reduzierten O_2 -Gehalten im Bodenwasser, die die Intensivierung der Sulfatreduktion begünstigten.

Die Sulfatreduktions-Raten gewinnen auch an Bedeutung für den Gesamtumsatz am Boden, wenn - wie es regelmäßig in Frühjahr und Herbst geschieht - ein plötzlicher Input von organischer Materie dem Boden zugeführt wird; für dessen Oxidation ist die Transportrate des Sauerstoffs zum Reaktionsort zu klein, so daß sich zeitweilig eine anoxische Schicht auch auf ansonsten oxischen Sedimenten bilden kann. Bei den sich aus sommerlicher Stagnation ergebenden anoxischen Verhältnissen hingegen steigt das anoxische Milieu aus tieferen Sedimentschichten allmählich an die Oberfläche und kann auch ins Bodenwasser übergreifen. Dabei kann es zum Massensterben der höheren Organismen kommen; die sich dabei zersetzende Biomasse (bei 18-20 m nach BREY (1984): ca. $5-10 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$ an Kohlenstoff) beschleunigt die Sulfatreduktion und damit die Ausbreitung anoxischer Verhältnisse. Dergleichen Rückkoppelung ist sicherlich mitverantwortlich für die ausgedehnten anoxischen Gebiete im Tiefenwasser der Kieler Bucht, die EHRHARDT und WENCK (1984) für einen Sommer mit extremer H_2S -Ausbreitung beschreiben.



3.3.3 Freisetzung von Abbauprodukten und Porenwasserfluß

Die Rückführung von Abbauprodukten an die Wassersäule durch Freisetzung vom Sediment wurde in der Kieler Bucht nur an Standorten untersucht, die zum Sedimenttyp Schlicksand gehören (BALZER 1978; POLLEHNE 1980; BALZER 1984; BALZER, unveröff.); die diesbezüglichen Freisetzungsraten sind in Tab.6 zusammengefaßt. Im Vergleich zu den O_2 -Zehrungsraten zeigen sie eine wesentlich größere Schwankungsbreite, die z.T. auf Probleme der Probenahmetechnik und der Laborinkubation zurückgeführt werden könnte: bei Gewinnung der Sedimente kann es zu kurzfristigen Aufwirbelungen von Sediment kommen, die mit der Einmischung von Poren- ins Bodenwasser verknüpft sind; bei der anschließenden Inkubation unter oxischen Bedingungen kann es dann zu Festlegung (Phosphat) oder Oxidation (Ammonium) kommen (WATSON et al.1985). Dies weist auf den besonderen Nutzen von in situ Untersuchungen für solche Zwecke hin. Die Freisetzungsraten für Phosphat, Ammonium und Silikat (Tab.6) zeigen einheitlich ein Minimum im Winter, das eine Folge der geringen Verfügbarkeit wenig abgebauten organischen Materials ist. Ähnlich wie beim Sauerstoff ergeben sich jedoch nur geringe Unterschiede zwischen den anderen Jahreszeiten, wofür 2 Effekte verantwortlich sind: während in Frühjahr und Herbst die Sedimentation von Planktonblüten eine erhöhte Rückführung vom Sediment nach sich zieht, ist im Sommer z.T. die gestiegene Temperatur Ursache erhöhter Remineralisation und Freisetzung (ALLER 1980a; ALLER and BENNINGER 1981; WATSON et al.1985).

Sowohl für einzelne Experimente als auch für die in Tab.6 aufgelisteten mittleren Jahresumsatzraten ergibt sich ein deutliches Übergewicht des Oxidationsmittelverbrauchs (hier nur: O_2 -Zehrung) über die Raten der freigesetzten Stickstoff- und Phosphorkomponenten, wenn von den bei BALZER (1984) bzw. POLLEHNE (1986) angegebenen C:N:P-Verhältnissen für die sedimentäre (125:11:1) bzw. sedimentierende (100:10.2:1) organische Substanz sowie von kongruentem Abbau ausgegangen wird. Dies liegt im Falle des Phosphors an der sorptiven Kraft Fe(III)-reicher oxischer Oberflächensedimente (BALZER 1984) und beim Stickstoff an Denitrifikation (s.o.) und evtl. an Nitratreduktion zu Ammonium. Bei alleiniger Berücksichtigung von in situ bestimmten Freisetzungs-

raten für Stickstoff (Tab.6: Raten von BALZER 1984 und unveröff.) und der oben beschriebenen Denitrifikationsraten ergibt gegenüber dem Oxidationsmittelverbrauch eine fast ausgeglichene Bilanz mit einem N-Freisetzungsdefizit von ca. 14% auf Jahresbasis. Beim Phosphat gehen die sorbierten Mengen unquantifizierbar in den beträchtlichen Pool anorganischen Phosphors ein, der in diesen Sedimenten gefunden wird (BALZER 1986; vgl. Abb.17).

Da für die anderen Sedimenttypen der Kieler Bucht keine systematischen Untersuchungen der Gesamt-Freisetzung vom Sediment, wohl aber zahlreiche Messungen dieser biogenen Komponenten im Porenwasser existieren, soll geprüft werden, inwieweit sich Rückführungsraten aus den Porenwasserprofilen ermitteln lassen. Geochemische Untersuchungen über die Remineralisation in tieferen Sedimentschichten ($20 \text{ cm} < z < 800 \text{ cm}$) der Kieler Bucht unter Bedingungen intensiver Sulfatreduktion und Methanogenese werden von WHITICAR (1978, 1982) berichtet und sollen nicht Gegenstand dieser Untersuchung sein. Für die Frage des Austausches nahe der Sediment/Wasser-Grenzfläche und die Erstellung einer Bilanz ist von Bedeutung, daß diese tieferen Schichten einen kontinuierlichen Fluß von anorganischen Abbauprodukten in die Oberflächenschicht liefern - also keine Senke für die hier betrachteten, auch nahe der Oberfläche produzierten Komponenten darstellen. Ferner ist von Bedeutung, daß das in tieferen Sedimentschichten mit hoher Rate produzierte Methan im Bereich der Sulfatreduktionszone mit noch wesentlich größerer Konsumptionsrate beseitigt wird (WHITICAR 1978), so daß nicht davon auszugehen ist, daß Methan aus den Sedimenten entweicht (und dadurch die Kohlenstoffbilanz beeinflusst) oder daß es gar durch aufsteigende Bläschen (MARTENS and KLUMP 1980) wesentlichen Anteil an den Transportvorgängen nahe der Sediment/Wasser-Grenzfläche gewinnen könnte.

Der Fluß von Porenwasserkonstituenten durch die Grenzfläche wird hauptsächlich durch die nahe der Grenzfläche stattfindenden Abbauprozesse bestimmt, wobei verschiedene Oxidationsprozesse in demselben Horizont (s.o.) gleichzeitig stattfinden und sehr steile Gradienten der Abbauprodukte zwischen Poren- und darüberstehendem Wasser aufgebaut werden können. Daneben sind die verschiedenen Transportprozesse, die mit unterschiedlichem

Gewicht in den genannten Sedimenttypen wirksam sind, für die Freisetzung entscheidend (vgl. Kap. 3.2.2).

Die wichtigste Frage, die für obigen Zweck geklärt werden muß, ist die nach der Übereinstimmung von Porenwasserflüssen durch die Grenzfläche mit den Netto-Freisetzungsraten, die mit Hilfe von Einschlußsystemen (z.B. Abb. 2) bestimmt werden. Erste Vergleiche, bei denen allerdings nur mit molekularen Transportkoeffizienten gerechnet wurde (BALZER 1984), ergaben beträchtliche Unterschiede zwischen beiden Raten, woraus der Schluß gezogen wurde, daß neben dem Abbau im Sediment auch ein solcher direkt an der Oberfläche

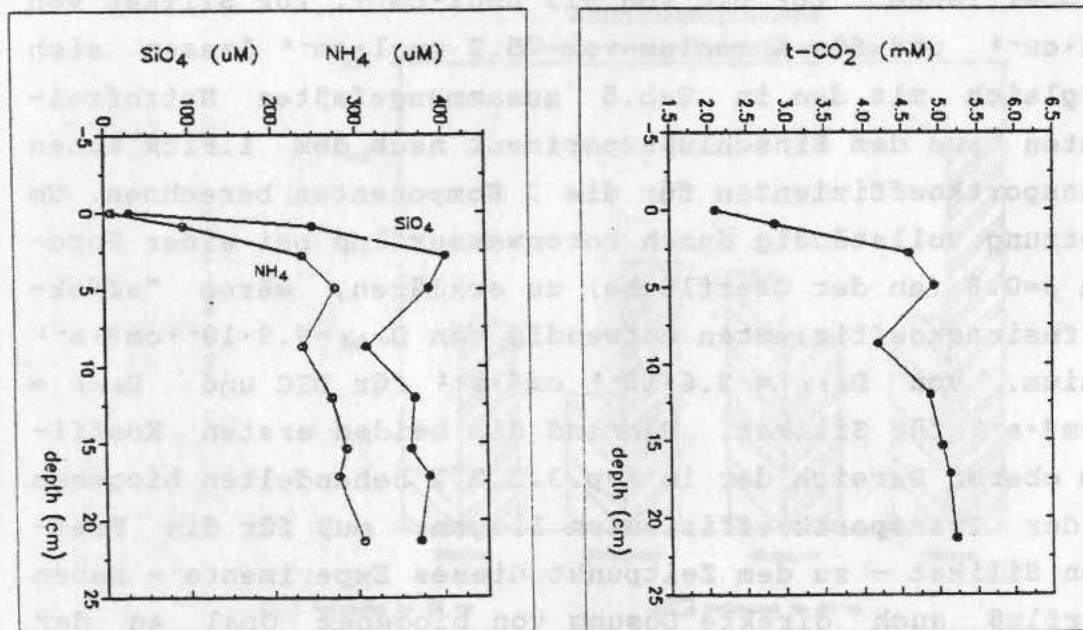


Abb. 29 Porenwasserprofile von NH_4 , SiO_4 und gelöstem anorganischem Kohlenstoff (DIC) aus einem Schlicksandsediment. Die Profile wurden parallel zu einem Einschlußexperiment (vgl. Abb. 21 und Abb. 22) aufgenommen.

stattfinden müsse, der keine Auswirkungen auf die Porenwasserprofile habe (vgl. REIMERS and SUESS 1983). Eine sehr gute Übereinstimmung findet sich jedoch beim Vergleich der Gesamtfreisetzungsrates im Frühjahr (BALZER 1984) und den dort angegebenen molekularen Flüssen, wenn letztere entsprechend den zu dieser Jahreszeit wirksamen biogenen Austauschkoeffizienten korrigiert werden; für dieselbe, erneut bearbeitete Station mit schlickigem Sand bei 20 m Wassertiefe berechnet DICKE (1986) aus "effektiven" Diffusionskoeffizienten (vgl. Kap.3.2.2.2) und einer parallel bestimmten Verteilung von Ammonium, Nitrat und Phosphat im Porenwasser die durch Makrofauna gesteigerten Porenwasserflüsse ins Bodenwasser und vergleicht sie mit Freisetzungsraten, die durch Labor-Inkubation im überstehenden Wasser erhalten wurden. Beide Flüsse stimmten insgesamt recht gut mit den bei BALZER (1984) angegebenen Raten aus Feldversuchen überein.

Um einen direkten Vergleich von Gesamtfreisetzung und Porenwasserfluß zu ermöglichen, wurden parallel zu dem in Kap.3.3.2.2 (Abb.21a-d und Abb.22) beschriebenen Einschlußexperiment mit Hilfe eines in situ Porenwassersammlers (Abb.3) Porenwasserprofile für gelösten anorganischen Kohlenstoff (DIC), Ammonium und Silikat gewonnen (Abb.29). Aus den linearen Gradienten direkt unter der Oberfläche für DIC von $913 \text{ nmol} \cdot \text{cm}^{-4}$, für Silikat von $81.6 \text{ nmol} \cdot \text{cm}^{-4}$ und für Ammonium von $75.2 \text{ nmol} \cdot \text{cm}^{-4}$ lassen sich durch Vergleich mit den in Tab.5 zusammengefaßten Nettotransportraten aus dem Einschlußexperiment nach dem 1. Fick'schen Gesetz Transportkoeffizienten für die 3 Komponenten berechnen. Um die Freisetzung vollständig durch Porenwasserfluß bei einer Porosität von $\phi=0.8$ (an der Oberfläche) zu erklären, wären "effektive" Diffusionskoeffizienten notwendig von $D_{eff}=9.9 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ für Ammonium, von $D_{eff} = 2.6 \cdot 10^{-5} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ für DIC und $D_{eff} = 5.7 \cdot 10^{-5} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ für Silikat. Während die beiden ersten Koeffizienten im oberen Bereich der in Kap.3.2.2.2 behandelten biogenen Erhöhung der Transportkoeffizienten liegen, muß für die Freisetzung von Silikat - zu dem Zeitpunkt dieses Experiments - neben Porenwasserfluß auch direkte Lösung von biogenem Opal an der Oberfläche angenommen werden. Bei DICKE (1986) ergab sich zu verschiedenen Jahreszeiten für Silikat hingegen, daß die "effektiven" Porenwasserflüsse zwischen 64% und 116% der Gesamt-Freisetzungsrates ausmachen. Dies spricht dafür, daß in erster

Näherung die Porenwasserflüsse den Gesamt-Freisetzungsraten entsprechen.

Voraussetzung für einen solchen Vergleich ist eine Konstanz der Freisetzungsrate über den betrachteten Zeitraum (vgl. ELDERFIELD et al. 1981) und die Auswertung des richtigen Porenwasser-Gradienten (nebst der dortigen Porosität); da diesbezüglich in der Literatur unterschiedlich vorgegangen wird (beim Tiefenintervall, über das der Gradient bestimmt wird; teilweise wird mit einer Porosität von 1 an der Grenzfläche gerechnet), sind die Ergebnisse aus der Literatur nur eingeschränkt untereinander vergleichbar (ALLER 1980a; ELDERFIELD et al. 1981; RUTGERS VAN DER LOEFF et al. 1984). In den meisten Fällen ergab sich bei diesen Autoren eine Übereinstimmung für beide Flüsse durch die Sediment/Wasser-Grenzfläche. Bei den Komponenten Phosphat bzw. Ammonium, die zusätzlich zu Produktion und Transport im Porenwasser noch den Folgeprozessen: Festlegung an Fe(III)-Verbindungen bzw. Nitrifikation (SZWERINSKI 1981) ausgesetzt sind,

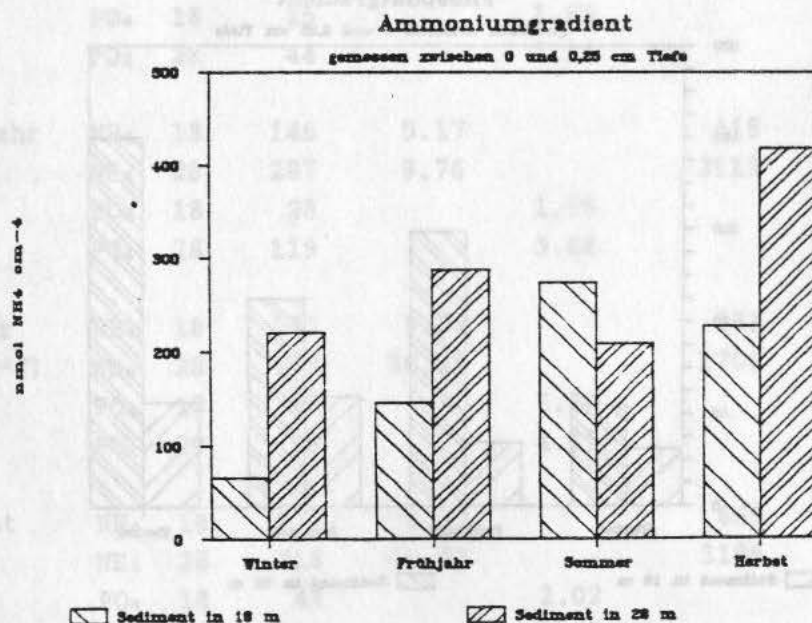


Abb.30 Saisonalität des Gradienten von NH_4 im Porenwasser an der Grenzfläche für Schlicksandsedimente bei 18 m (jeweils links) und Schlicksedimente (jeweils rechts); die Messungen wurden 1983/1984 im Anschluß an eine großflächige Sauerstoffarmut im Bodenwasser der Kieler Bucht aufgenommen (POLLEHNE, unveröff.).

ergeben sich an den Schlicksandsedimenten der Kieler Bucht erwartungsgemäß über der Gesamtfreisetzung liegende Porenwasserflüsse (DICKE 1986).

Für die Sedimente des "Hausgartens", die tiefer oder flacher als die zuletzt behandelten Schlicksande (17-21 m) liegen, können solche Vergleiche nicht angestellt werden, da nur wenige Gesamtfreisetzungsraten für die Produkte des Abbaus vorliegen; für die Sandsedimente der flacheren Gebiete kommt erschwerend hinzu, daß die Porenwasser-Ausspülung nicht durch Einschluß- oder Inkubationssysteme simuliert werden kann. Die bei POLLEHNE (1986) berichteten Porenwasserdaten könnten umgekehrt dazu genutzt werden, um aus dem Gradienten vom obersten untersuchten Horizont (2 cm) ins Bodenwasser und den aus der Sauerstoffzehrung abgeleiteten Freisetzungsraten auf den "effektiven" Transportkoeffizienten zu schließen. Für die Sedimente der Schlickgebiete liegt durch Untersuchungen von POLLEHNE (unveröff.) ein vollständiger Jahresgang über die Verteilung von Ammonium und Phosphat im Porenwasser vor, der in einem Jahr (1983) mit extremer Sauerstoffarmut begonnen worden war, die auch in die nachfolgenden

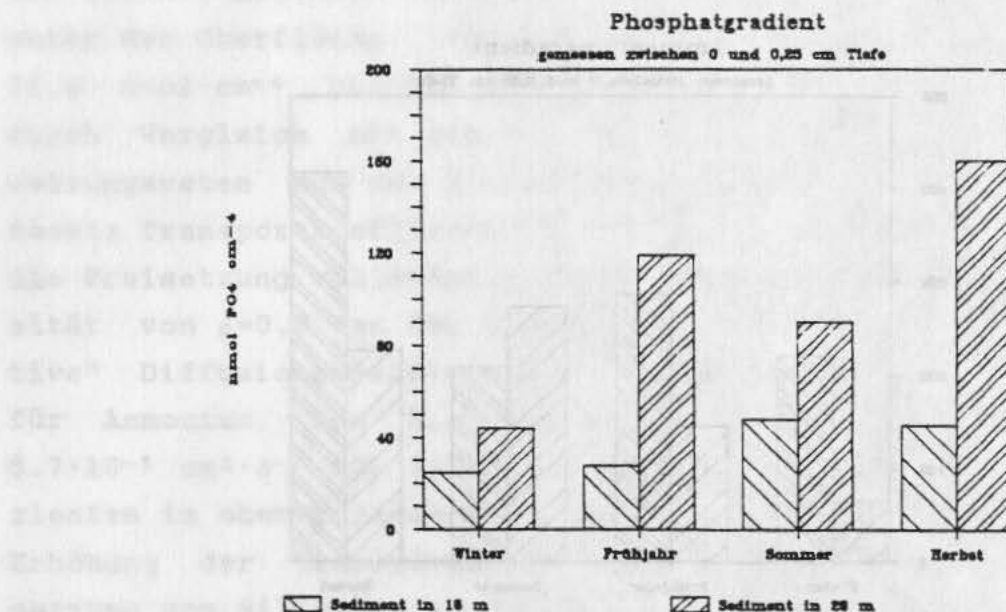


Abb.31 Saisonalität des Gradienten von PO_4 im Porenwasser an der Grenzfläche für Schlicksandsedimente bei 18 m (jeweils links) und Schlicksedimente (jeweils rechts); die Messungen wurden 1983/1984 im Anschluß an eine großflächige Sauerstoffarmut im Bodenwasser der Kieler Bucht aufgenommen (POLLEHNE, unveröff.).

Jahreszeiten hineinwirkte; parallel dazu wurden die entsprechenden Messungen an Sedimenten bei 18 m durchgeführt. In den Abb.30 und Abb.31 sind die Gradienten an der Oberfläche für Ammonium und Phosphat mit direkter Vergleichsmöglichkeit für beide Sedimenttypen dargestellt. Aus den Gradienten wurden nach dem 1.Fick'schen Gesetz Porenwasserflüsse berechnet (Tab.8), wobei entsprechend den Beobachtungen, daß keine Makrofauna mehr aktiv war, die molekularen Transportkoeffizienten zugrunde gelegt

Tab.8 Porenwasserfluß von Ammonium und Phosphat aus Schlicksand- und Schlicksedimenten bei 18 m bzw. 28 m Wassertiefe; die Porositäten nahe der Oberfläche betragen bei 18 m: $\phi=0.55$ und bei 28 m: $\phi=0.88$. Die Flüsse wurden nicht bezüglich erhöhten, biogenen Austausches korrigiert: s.Text. (Nach Daten von POLLEHNE, unveröff.)

Jahreszeit	Tiefe m	Gradient nmol·cm ⁻⁴	D _s (NH ₄) *10 ⁻⁶	D _s (PO ₄) cm ² ·s ⁻¹	Porenwasserfluß	
					Ammonium µMol·m ⁻² ·d ⁻¹	Phosphat
Winter (3°C)	NH ₄ 18	66	4.49		140	
	NH ₄ 28	220	8.52		1418	
	PO ₄ 18	25		1.65		19.5
	PO ₄ 28	44		3.14		105
Frühjahr (7°C)	NH ₄ 18	146	5.17		415	
	NH ₄ 28	287	9.76		2119	
	PO ₄ 18	28		1.95		25.8
	PO ₄ 28	119		3.68		331
Sommer (10.5°C)	NH ₄ 18	273	5.74		861	
	NH ₄ 28	208	10.84		1706	
	PO ₄ 18	48		2.20		50.0
	PO ₄ 28	90		4.15		283
Herbst (8°C)	NH ₄ 18	227	5.33		665	
	NH ₄ 28	418	10.07		3186	
	PO ₄ 18	46		2.02		44.0
	PO ₄ 28	160		3.82		463
Jahres- mittel:	NH ₄ 18				520	
	NH ₄ 28				2107	
	PO ₄ 18					34.8
	PO ₄ 28					295

3.4 Umsatz- und Massenbilanz für Kohlenstoff, Stickstoff und Phosphor

In küstennahen Gebieten ist der Abbau organischer Substanz am Meeresboden und die Rückführung der anorganischen Abbauprodukte ein wesentlicher Bestandteil des gesamten organischen Kreislaufs in der Wassersäule und Voraussetzung für neue Primärproduktion (ZEITZSCHEL 1980). Kenntnisse darüber, welche sedimentären und Umweltfaktoren die Aufteilung der organischen Zufuhr zum Meeresboden in einen zurückgeführten und einen akkumulierten Anteil steuern, sind nicht nur grundlegend für das Verständnis des natürlichen organischen Kreislaufs, sie gewinnen auch zunehmend an Bedeutung für die Interpretation und Vorhersage des Verbleibs der anthropogen eingetragenen Stoffe, die die marine Produktion bis zur "Eutrophierung" steigern können (GERLACH 1986, 1988). In der jüngeren Vergangenheit sind mehrere Versuche unternommen worden, eine diesbezügliche Bilanz für Teilgebiete der Kieler Bucht zu erstellen, vor allem, um zu prüfen, ob unsere Einordnung der relativen Bedeutung der wirkenden Prozesse richtig ist: bei BALZER (1984) wird für eine Station in 20 m Wassertiefe - bei Beschränkung auf die vertikale Dimension eine für Kohlenstoff und Phosphor weitgehend ausgeglichene Bilanz präsentiert, wobei angenommen wurde, daß advektiertes Material an der untersuchten Station vorbeigeführt wird. In anschließenden Untersuchungen (BALZER et al. 1986) wurde für ein Transekt von der Küstenlinie bis zum Rinnentiefsten (bei Boknis Eck) versucht, den Transport von organischer Materie aus den flachen Gebieten in die akkumulierenden Sedimente quantitativ zu fassen (s.u.), der notwendig ist, um die dortigen Umsatz- und Akkumulationsraten auszugleichen (vgl. dazu: KELLY and NIXON 1984).

Da die Kieler Bucht sehr unterschiedliche biotische und abiotische Eigenheiten (wie Bioturbation, Akkumulationsbedingungen, etc) in ihren Sedimenten aufweist, denen auch eine unterschiedliche Form der Wechselwirkung mit der Wassersäule entspricht, soll schrittweise versucht werden, die hauptsächlichen Transport- und Umsatzraten im Gesamtsystem zu quantifizieren. Dazu soll zunächst unterschieden werden zwischen den Feinmaterial akkumulierenden Sedimentarealen und den flacheren Gebieten. Dies ist nicht nur sinnvoll, weil unsere Kenntnisse

über die Prozesse und ihre Raten in den tiefer liegenden Teilen der Kieler Bucht umfangreicher sind, sondern auch weil diese Gebiete außerhalb der euphotischen Zone und zu einem wesentlichen Teil auch unterhalb der durch eine Thermo-/Halokline verursachten Sommerstratifizierung der Wassersäule liegen.

3.4.1 Die Feinmaterial akkumulierenden Gebiete

Da die direkte Bestimmung des Umsatzes an C_{org} mit gewissen methodischen Problemen verbunden ist (vgl. Kap. 3.3.2.2), ist es üblich, diese Rate aus der Konsumption der Oxidationsmittel zu berechnen, wobei die Sauerstoffzehrung eine herausragende Rolle spielt. Die direkte Konvertierung von Sauerstoffzehrungsraten an der Sedimentoberfläche in eine integrale C_{org} -Oxidationsrate im Sediment - so wie sie in Tab. 1 schematisch dargestellt ist - kann mit einigen systematischen Fehlern behaftet sein. Eine Diskussion solcher eventuellen Fehler erscheint auch für die Sedimente der Kieler Bucht notwendig, da in den letzten Jahren Umsatzraten für C_{org} berichtet wurden (GRAF et al. 1982; GRAF 1987), die um teilweise eine Größenordnung über den C_{org} -Äquivalenten der in Tab. 7 für die verschiedenen Sedimenttypen aufgelisteten Zehrungsraten liegen. Dabei geht es nicht um die zweifellos stattfindende, kurzzeitige Erhöhung des benthischen Umsatzes als Reaktion auf die Zufuhr frischen organischen Materials im Gefolge absinkender Planktonblüten. Vielmehr werden auch im Jahresdurchschnitt erheblich höhere Raten als in der vorliegenden Arbeit berichtet, die eine außerordentlich hohe laterale Advektion implizieren. Aus dem Vergleich von O_2 -Zehrung und einer über 20 mal höheren Wärmeproduktion während eines Laborexperimentes an identischen Sedimenten, schließt GRAF (1987), daß die Umrechnung aus der O_2 -Konsumption zu systematischer Unterschätzung des tatsächlichen C_{org} -Umsatzes führt, da fermentative Prozesse, die u.a. für die Sulfatreduktion notwendig sind, nicht adäquat berücksichtigt würden. Die ebenfalls ins Feld geführte O_2 -Produktion aus H_2O_2 (PAMATMAT 1988) würde bei der allgemein sehr niedrigen H_2O_2 -Konzentration zu unrealistisch hohen Turnover-Raten führen, um den genannten Effekt zu erzeugen, und soll an dieser Stelle nicht weiter diskutiert werden.

Die direkte Konvertierung einer O_2 -Zehrungsrate in eine C_{org} -

Oxidationsrate ist dann berechtigt, wenn davon ausgegangen werden kann, daß ein "steady state" existiert und alle notwendig entstehenden, reduzierten Komponenten nahe der Oberfläche vom Sauerstoff oxidiert werden und dementsprechend in der Gesamtbilanz enthalten wären. Für die Sulfatreduktion ist dies nur teilweise richtig, da neben dem H_2S , das nach oben diffundiert und dort (zumindest bei den Inkubationsmessungen) oxidiert wird, auch feste Schwefelverbindungen niedriger Oxidationsstufen (S_x , FeS , FeS_x als den wichtigsten) entstehen, die im Sediment akkumulieren und die Bilanz verfälschen würden. Daher muß - wie in Kap.3.3.1.3 erläutert - auch die Akkumulationsrate für die wichtigsten Schwefelverbindungen mit Oxidationsstufen unterhalb der des Sulfats ermittelt und als Kohlenstoffäquivalent mit in die Bilanz einbezogen werden. Da die Sulfatreduktion ebenso wie die Zufuhr von organischer Materie Maxima im Jahresgang aufweist, kann davon ausgegangen werden, daß zeitweilig reduzierte Verbindungen im Sediment akkumulieren, die zu anderen Zeiten des Jahres bei größerer Eindringtiefe des Sauerstoffs wieder oxidiert werden. Ein "steady state" für das Wasser-Sediment-System kann also nur auf der Zeitskala (mindestens) eines vollständigen Jahres angenommen werden. Zu verlässlichen Jahresumsatzraten könnte man also nur dadurch gelangen, daß man erstens das Kohlenstoffäquivalent für die Akkumulation reduzierter Schwefelkomponenten bestimmt und zweitens aus Messungen zu verschiedenen Jahreszeiten eine jährliche Rate für die O_2 -Zehrung berechnet. Die so gewonnene Rate entspricht dem Gesamtumsatz an C_{org} , auch wenn für die jeweiligen Einzelmessungen der direkte Zusammenhang zwischen Sauerstoffzehrung und Kohlenstoffoxidation nicht gültig sein muß.

Noch nicht miteinbezogen ist dabei der Export von gelösten Substanzen niedriger Oxidationsstufen vom Sediment in die Wassersäule, die als Zwischen- oder Endprodukte der verschiedenen Abbauprozesse entstehen. Die in Kap.3.3.2.2 dargestellten Messungen dieser Komponenten während eines in situ Einschlußexperimentes belegen jedoch, daß deren Freisetzung - bei Nicht-Berücksichtigung - nur eine geringe Unterschätzung des Gesamtumsatzes nach sich zöge. Dennoch zeigte sich aber bei dem genannten Experiment, daß die Freisetzung anorganischen Kohlenstoffs die O_2 -Konsumption um 45% überstieg. Neben der oben genannten

Festlegung reduzierten Schwefels ist diese relativ hohe Differenz vermutlich darauf zurückzuführen, daß das Experiment zu einer spätsommer-/herbstlichen Situation von O_2 -Armut im Bodenwasser begonnen wurde, die zu zeitweilig erhöhter Sulfatreduktion dicht unter der Oberfläche und evtl. bereits zum Absterben bodenlebender Tiere geführt hatte. Diesbezügliche Katastrophen, die in den Jahren 1981 und 1983 großflächig in der Kieler Bucht auftraten, sind mit ihren Besonderheiten nicht Gegenstand dieser Abschätzungen. Obwohl sich in dem Experiment auch gezeigt hatte, daß selbst bei sehr niedrigen O_2 -Gehalten im Bodenwasser dort kein H_2S meßbar war, soll dies in kleinem Umfang für die Schlicksedimente in den Rinnen nicht ausgeschlossen werden, in denen die Sulfatreduktion ganzjährig dicht an der Oberfläche stattfindet. Im Vergleich zu anderen C_{org} -reichen Sedimenten, in denen Sulfatreduktion bis zu 50% des jeweiligen O_2 -Äquivalents ausmachen kann (JÖRGENSEN 1982; JÖRGENSEN and SÖRENSEN 1985), liegen die entsprechenden Verhältnisse (innerhalb der obersten 10 cm Sediment) in der Kieler Bucht zwischen weniger als 10% in den schlickigen Sanden bis maximal 30% in den Schlickten der Rinnen (BALZER et al. 1986). Bei Abwägung der verschiedenen Faktoren, die zusätzlich zur berücksichtigten Schwefel-Akkumulation Einfluß auf das Verhältnis von O_2 -Konsumption und t^* - CO_2 -Produktion haben, kann von einer Unterschätzung des C_{org} -Umsatzes um maximal 25% ausgegangen werden, die als Fehlergrenze bei nachfolgenden Rechnungen hinzugefügt werden müßten.

Vergleich von Zufuhr, Umsatz und Akkumulation von C_{org} in der Eckernförder Bucht

In einem ersten Schritt zu einer großflächigen Bilanz werden bei BALZER et al. (1986) die Raten für Zufuhr, Umsatz und Akkumulation von C_{org} in der Eckernförder Bucht miteinander verglichen. Die Einengung der Bilanz auf ein Transekt (vgl. Kap. 3.3.1.3) von der Küstenlinie bis in die Rinne erschien sinnvoll, da alle wesentlichen Sedimenttypen der gesamten Kieler Bucht dort vorkommen und die Autoren sich auf umfangreiches Datenmaterial speziell aus diesem Areal stützen konnten und da andererseits dieses Gebiet Besonderheiten bei den Akkumulationsbedingungen aufweist. Wie in Kap. 3.3.1.3 für die Akkumulation von C_{org} erläutert - wurde auch zur Summierung des Gesamtumsatzes der jeweils pro m^2 ermittelte

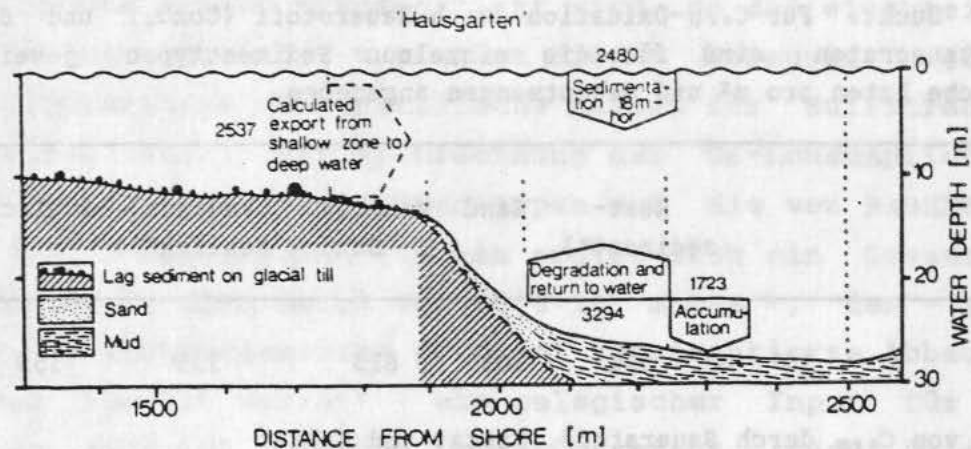


Abb.32 Kohlenstoff-Bilanz für die Feinmaterial akkumulierenden Gebiete entlang eines Transekts durch den "Hausgarten" (Eckernförder Bucht): um das Übergewicht von Umsatz und Akkumulation gegenüber pelagischer Sedimentation auszugleichen, muß C_{org} aus flacheren Arealen importiert werden (aus: BALZER et al. 1986).

jährliche Umsatz auf einen Sedimenttyp mit der Strecke multipliziert, die dieser entlang des Transekts überdeckt, wobei für die Feinmaterial akkumulierenden Sedimente zwischen 13.5 m und 28 m Wassertiefe ein Gesamtumsatz (unter Einbeziehung von Äquivalenten für akkumulierenden Schwefel) von $3294 \text{ mol} \cdot \text{a}^{-1} C_{org}$ erhalten wurde (Abb.32). Dem stehen ein bekannter pelagischer Input von $2480 \text{ mol} \cdot \text{a}^{-1} C_{org}$ (nach: SMETACEK 1980) sowie eine Akkumulation von $1723 \text{ mol} \cdot \text{a}^{-1} C_{org}$ gegenüber, wie in Kap.3.3.1.3 abgeleitet wurde. Um die Bilanz zu schließen, wurde ein Export von C_{org} aus den flacher liegenden Gebieten dieses Transekts von $2537 \text{ mol} \cdot \text{a}^{-1}$ errechnet, der in derselben Größenordnung liegt wie Umsatz bzw. Akkumulation in den tieferen Gebieten.

Vergleich von Zufuhr, Umsatz und Akkumulation in den akkumulierenden Gebieten der gesamten Kieler Bucht

Aus den in den zurückliegenden Abschnitten 3.3.2.3 bis 3.3.2.5 dargestellten Raten für die Konsumption der verschiedenen Oxidationsmittel, die sich numerisch wegen der Einbeziehung von Sedimenten außerhalb des "Hausgartengebietes" etwas von den zuvor

Tab.9 C_{org}-Umsatz durch verschiedene Oxidationsmittel, Freisetzung von Stickstoff und Phosphor sowie zum Vergleich die Akkumulation von C_{org}, N- und P-Komponenten in den verschiedenen Sedimenttypen der Kieler Bucht. Für C_{org}-Oxidation durch Sauerstoff (CoxO₂) und die Freisetzungsraten sind für die einzelnen Sedimenttypen jeweils jährliche Raten pro m² und Gesamtmengen angegeben.

		Rest- sediment*)	Sand	schlick. Sand	sandiger Schlick**)	Schlick
Fläche	10 ⁶ · m ²	564	708	613	331	355
Umsatz von C _{org} durch Sauerstoff, Nitrat und Sulfat						
CoxO ₂	μmol · cm ⁻² · a ⁻¹	-	679	365	452	354
CoxNO ₃	μmol · cm ⁻² · a ⁻¹	8.0	24.1	10.8	3.8	3.8
CoxSO ₄	μmol · cm ⁻² · a ⁻¹	-	-	28.5	99.2	99.2
Freisetzung von Stickstoff und Phosphor						
NH ₄ -FRS	μmol · cm ⁻² · a ⁻¹	-	-	12.9 ^{*)}	44.9 ⁺⁺⁾	76.9 ⁺⁺⁺⁾
PO ₄ -FRS	μmol · cm ⁻² · a ⁻¹	-	-	1.45 ^{*)}	6.1 ⁺⁺⁾	10.8 ⁺⁺⁺⁾
Gesamt-Umsatz von C _{org} durch Sauerstoff und Freisetzung von Stickstoff und Phosphor in der Kieler Bucht						
CoxO ₂	10 ⁶ · mol · a ⁻¹	-	4807	2237	1496	1256
N-Freisetz.	10 ⁶ · mol · a ⁻¹	-	-	80	149	273
N-Denitrif.	10 ⁶ · mol · a ⁻¹	36.4	137	53	9.9	10.6
P-Freisetz.	10 ⁶ · mol · a ⁻¹	-	-	8.9	20.3	38.3
Gesamt-Akkumulation in der Kieler Bucht						
C _{org}	10 ⁶ · mol · a ⁻¹	0	10.2	163	249	687
C _{eq} -S	10 ⁶ · mol · a ⁻¹	0	-	49	113	394
N _{tot}	10 ⁶ · mol · a ⁻¹	0	1.3	15.5	20.4	65.9
P _{org}	10 ⁶ · mol · a ⁻¹	0	0.14	0.74	0.77	1.5
P _{tot}	10 ⁶ · mol · a ⁻¹	0	0.78	3.4	3.1	4.2

*) incl. "patchy sediments" **) incl. "Mischsediment"

*) aus Inkubationen **) Mittelwert von schlick. Sand und Schlick

+++) aus Porenwasserflüssen.

verwendeten Raten (BALZER et al. 1986) unterscheiden, lassen sich die in Tab.9 aufgelisteten Äquivalente für C_{org}-Oxidation ableiten, wobei für das Verhältnis von C_{org} zu O₂, NO₃ bzw. SO₄ mit 1:1, 5:4 bzw. 1:2 gerechnet wurde. Der Vergleich der relativen Bedeutung der Oxidationsmittel zeigt, daß neben dem Sauerstoff nur das Sulfat einen nennenswerten Beitrag zur C_{org}-Oxidation leistet. Das geringere Gewicht der Sulfatreduktion in den

Schlicksandsedimenten liegt vor allem an den hohen biogenen Austauschraten, mit denen gelöster Sauerstoff in die oberflächennahen Sedimentschichten transportiert wird, so daß einerseits das leicht abbaubare Material vor allem diesem Abbauweg zugänglich ist und andererseits das spezifische Milieu für Sulfatreduktion zurückgedrängt wird. Bei Hochrechnung der O_2 -Konsumptionsraten für die 3 akkumulierenden Sedimenttypen auf die von BABENERD und GERLACH (1987) angegebenen Flächen ergibt sich ein Gesamtumsatz an C_{org} für die Kieler Bucht von $4989 \cdot 10^6 \text{ mol} \cdot a^{-1}$, dem - ergänzt um das durch akkumulierenden Schwefel repräsentierte Abbau-Äquivalent von $556 \cdot 10^6 \text{ mol} \cdot a^{-1}$ - ein pelagischer Input für diese Fläche von $4326 \cdot 10^6 \text{ mol} \cdot a^{-1}$ gegenübersteht (nach Daten von SMETACEK 1980 berechnet).

Bei der Berechnung der Akkumulation der biogenen Komponenten in den Sedimenten der gesamten Kieler Bucht wurde - wie in Kap.3.3.1.3 erläutert - mit einem niedrigeren Massenfluß für die Schlickgebiete von $523 \text{ g} \cdot m^2 \cdot a^{-1}$ Trockenmasse gearbeitet und auch die Massenflüsse der anderen Sedimenttypen proportional reduziert. Aus den in Tab.9 zum Vergleich dargestellten Akkumulationsraten ergibt sich, daß auf dem Gesamtareal $1099 \cdot 10^6 \text{ mol} \cdot a^{-1}$ C_{org} akkumulieren, so daß bei ausgeglichener Bilanz $2318 \cdot 10^6 \text{ mol} \cdot a^{-1}$ C_{org} aus flacheren Gebieten in diese Zone transportiert werden müssen. Das Verhältnis von lateraler Advektion und pelagischer Zufuhr ist für die gesamte Kieler Bucht geringer als in der zuvor beschriebenen Bilanz für die Eckernförder Bucht, nicht nur weil ein geringerer Teil auf Akkumulation entfällt, sondern auch weil das Verhältnis von Küstenlinie und flach liegenden Arealen zu den Feinmaterial akkumulierenden Sedimenten in den beiden Fällen unterschiedlich ist. Auch bezogen auf die gesamte Kieler Bucht spielt aber die laterale Zufuhr aus den flacheren Gebieten eine bedeutende Rolle bei der Versorgung der tiefer liegenden benthischen Zonen mit organischer Substanz (ca. 50% der pelagischen Sedimentation).

Für die einzelnen Sedimenttypen ergeben sich sehr unterschiedliche Verhältnisse für die Relation von C_{org} -Abbau und -Akkumulation, die bei BALZER et al. (1986) diskutiert werden: das erstaunlich hohe Verhältnis der Akkumulation zum C_{org} -Umsatz in den Schlickgebieten liegt vermutlich nicht nur an der geringen

Makrofaunabesiedelung (mit geringerem O_2 -Eintrag ins Sediment: vgl. Kap.3.2) und der weniger effizienten Sulfatreduzierer-Population (REIMERS and SUESS 1983), sondern auch daran, daß hier vorzugsweise der schwerer abbaubare Makroalgen-Detritus sich sammelt (vgl. Kap.3.3.1). Ein weiterer Unterschied zu den besser belüfteten Sedimenten liegt darin, daß die dort vertretene Makrofauna vermittelt höherer Partikelmischungsraten die labilen Komponenten der organischen Substanz breit verteilt, wo diese gleichzeitig einer relativ höheren Verfügbarkeit von Oxidationsmitteln (vor allem von O_2) gegenüberstehen; in den Makrofaunarmen Sedimenten hingegen kann es zu Mangel an Oxidationsmittel am aktuellen Reaktionsort kommen, wo sich die Nachlieferung allein durch molekulare Diffusion als Beschränkung für die Intensität der Remineralisation erweist. Noch deutlicher läßt sich das Zusammenwirken von schnellen Transport- und intensiven Abbauprozessen an den Sandsedimenten der flacheren Gebiete erkennen, wo durch hohe Transportraten für gelöste Komponenten eine Limitierung der Abbaurate durch Mangel an Oxidationsmitteln nicht aufzutreten scheint (vgl. POLLEHNE 1986).

Für Stickstoff und Phosphor ist die Erstellung einer Bilanz schwieriger, da die Datenmenge trotz der umfangreichen, vorgestellten Untersuchungsergebnisse der Fülle von Variablen in den Standort- und Umweltparametern kaum gerecht wird. Weil die qualitative Zusammensetzung der lateral zugeführten, u.a. abiogenen Komponenten (BALZER 1986) für N und P unzureichend bekannt ist, soll die Bilanz auf Umsätze in und an den Sedimenten beschränkt werden; aus einem solchen Budget soll erschlossen werden, inwieweit Senken oder Quellen im System existieren, vor allem die Frage, ob eine bedeutende Festlegung im Sediment bei einem der Elemente zu erkennen ist. In Tab.9 sind für die verschiedenen Sedimenttypen mittlere Jahresraten für Umsatz, Freisetzung und Akkumulation angegeben, auf die sich der nachfolgende Vergleich stützen wird. Bei den Freisetzungsraten wurde für schlickige Sande mit Mittelwerten aus Inkubationsexperimenten (Tab.6), für Schlicksedimente mit den mittleren Porenwasserflüssen (bei 28 m: Tab.8) und für die nicht erforschten Sand-schlicke mit einem Mittelwert aus beiden zuvor genannten Raten gearbeitet, wobei eine Unterschätzung der Raten an letztgenannter Stelle durch eine im Mittel vieler Jahre vermutlich zu hohe

Freisetzung (vgl. Kap. 3.3.3) aus den Schlicksedimenten wettgemacht werden könnte.

Für Stickstoff läßt sich aus den Einzelraten für die 3 akkumulierenden Sedimenttypen eine Gesamtfreisetzung von $502 \cdot 10^6 \text{ mol} \cdot \text{a}^{-1} \text{ N}_{\text{org}}$ und eine Gesamtdenitrifikation von $73.5 \cdot 10^6 \text{ mol} \cdot \text{a}^{-1} \text{ N}_{\text{org}}$ aufsummieren, denen ein Gesamtumsatz nach der oben berechneten Rate der C_{org} -Oxidation von $566 \cdot 10^6 \text{ mol} \cdot \text{a}^{-1} \text{ N}_{\text{org}}$ gegenübersteht, wenn von dem bei POLLEHNE (1986) genannten C:N:P-Verhältnis für die zum Boden sedimentierende organische Substanz von 100:10.2:1 ausgegangen wird. Beim Phosphor beträgt die aus dem C_{org} -Umsatz berechnete, remineralisierte Menge $55.5 \cdot 10^6 \text{ mol} \cdot \text{a}^{-1} \text{ P}_{\text{org}}$, während von den Sedimenten insgesamt $67.5 \cdot 10^6 \text{ mol} \cdot \text{a}^{-1} \text{ P}_{\text{org}}$ freigesetzt werden. Für beide Elemente ergibt sich insgesamt eine ausgeglichene Bilanz mit leichtem Übergewicht der Rückführungsraten, das auf den (relativ geringfügigen) präferentiellen Abbau N- und P-haltiger Komponenten gegenüber dem C_{org} -Material zurückzuführen ist. Daß für den Phosphor das Budget von Umsatz und Rückführung zwar insgesamt für die Kieler Bucht, aber nicht für die einzelnen Sedimenttypen im Gleichgewicht ist, deutet auf laterale Umverteilungen hin, an denen wohl auch anorganische Fraktionen des Phosphors beteiligt sind. Aus dem Vergleich von Remineralisation und Freisetzung auf der einen und von Akkumulation auf der anderen Seite ergibt sich ferner, daß dem internen Kreislauf pro Jahr nur sehr kleine Mengen durch Vergrabung entzogen werden, die durch äußere Zufuhr ersetzt werden müßten. Eine Gegenüberstellung von äußeren Quellen und dem Umfang der sedimentären Senken soll aber nicht Gegenstand dieser Arbeit sein (vgl. GERLACH 1986; BALZER 1986).

3.4.2 Die Sand- und Restsedimente

Bilanzierende Betrachtungen - wie sie zuvor für die tiefer gelegenen Sedimente der Kieler Bucht durchgeführt wurden - können in den flachen Gebieten, in denen die Rest- und Sandsedimente verschiedener Größenklassen vorkommen, nur sehr unzureichend vorgenommen werden. Dies liegt zum einen an den außerordentlich hohen Umsatzraten, die wegen der Fleckenhaftigkeit des Algenbewuchses sehr variabel sind und zudem wegen der Lage dieser

Sedimente in der euphotischen Zone einen ausgeprägten Tag-/Nacht-Rhythmus aufweisen, der die Bestimmung eines Netto-Umsatzes erschwert (siehe z.B. BALZER et al. 1986; POLLEHNE 1986). Zum zweiten sind die Wachstums- und Zerfallsraten für die einzelnen Makroalgen-Spezies unterschiedlich und weitgehend unbekannt (SCHMIDT 1978), so daß sich kaum auf direktem Wege der auftretende Export in tiefer liegende Sedimente abschätzen ließe. Schließlich sind drittens diese Gebiete durch intensive Austauschprozesse an der Grenzfläche gekennzeichnet, die neben biotischen Tätigkeiten vor allem auf Einwirkung von Wellenenergie und die in Kap.3.3.1.3 beschriebene Porenwasserausspülung zurückzuführen sind, so daß auch aus Porenwasserdaten kaum Umsatzraten abgeleitet werden können. Aus den niedrigen Konzentrationen von Abbauprodukten im Porenwasser bei gleichzeitig größeren O_2 -Konsumptionsraten als in den tiefer gelegenen Sedimenten schließt POLLEHNE (1986) auf sehr hohe turn-over Raten für diese Gebiete und beschreibt sie als regenerierendes System im Sinne von DUGDALE and GOERING (1967) mit hohen Umsätzen bei niedrigen System-Konzentrationen. Da diese Areale über der jährlichen Pyknokline und in der euphotischen Zone liegen, erscheint es sinnvoller (POLLEHNE 1986), die flachen Sediment/Wasser-Systeme dem Deckschichtbereich der "offenen" Kieler Bucht zuzuordnen, mit dem sie ohnehin durch schnelle horizontale Austauschprozesse verknüpft sind. Wie sich aus Tab.9 ersehen läßt, haben die Sande und Restsedimente aber zentrale Bedeutung für den Stickstoff-Kreislauf und die Entfernung von ionalem Stickstoff durch Denitrifikation in der Kieler Bucht (vgl.Kap.3.3.2.4).

Die folgende Untersuchung beschäftigt sich mit Transport- und Umsatzprozessen am Meeresboden des Europäischen Nordmeeres und des Arktischen Ozeans. Auf verschiedenen Expeditionen, die hauptsächlich vom Sonderforschungsbereich 313 durchgeführt wurden, konnte Datenmaterial aus diesen Gebieten gewonnen werden: aus Abb.33 und Abb.34 mit Karten von der Norwegisch-Grönländischen See und dem Voering-Plateau im Detail sind die Stationen ersichtlich, über die in den folgenden Abschnitten berichtet wird. Die Anordnung der Stationen entspricht zumeist Profilschnitten, die sich vom Schelfrand in die Tiefseebecken erstreckten. Bestimmte Positionen auf dem Voering-Plateau wurden zu verschiedenen Jahreszeiten aufgesucht, um die Saisonalität der betrachteten Prozesse zu untersuchen (Abb.34 mit Liste der Kerne von den Zentralstationen "Z", "H", "E" sowie dem norwegischen Kontinentalthang).

Im Gegensatz zu den vorherigen Studien in der Kieler Bucht kann bei diesen Tiefsee-Untersuchungen nicht annähernd dieselbe raum/zeitliche Auflösung erreicht werden, die der vermuteten Variabilität der Prozesse angemessen wäre. Daher fand einerseits eine Konzentrierung auf bestimmte Stationen statt, die sich nach der Positionierung von Sinkstoffallen des SFB 313 richtete; andererseits wurden die Ergebnisse weit entfernt liegender Stationen - vor allem bei den Abschnitten über Abbau- und Lösungsprozesse - zu typischen Ablagerungsmilieus zusammengefaßt, wie den Kontinentalrändern und dem norwegischen und grönländischen Tiefseebeckenbereich. Zudem konnten aus zeitlichen Begrenzungen nicht alle interessierenden Parameter von einigen wenigen Stationen ermittelt werden, so daß für bestimmte Gebiete Ergebnisse zu einem Thema von verschiedenen Stationen und Expeditionen zusammengefaßt werden mußten. Obwohl sich das Europäische Nordmeer und der Arktische Ozean teilweise sehr drastisch in den Umweltbedingungen unterscheiden, erschien es vom Standpunkt der benthischen Umsatzprozesse sinnvoller, beide Gebiete gemeinsam zu behandeln und eher zwischen den Kontinentalrand- und den Tiefseebeckensedimenten der beiden Gebiete zu trennen. In Abb.35a,b sind die Stationen dargestellt, die während der Polarstern-Expedition Arktis 4/3 beprobt wurden.

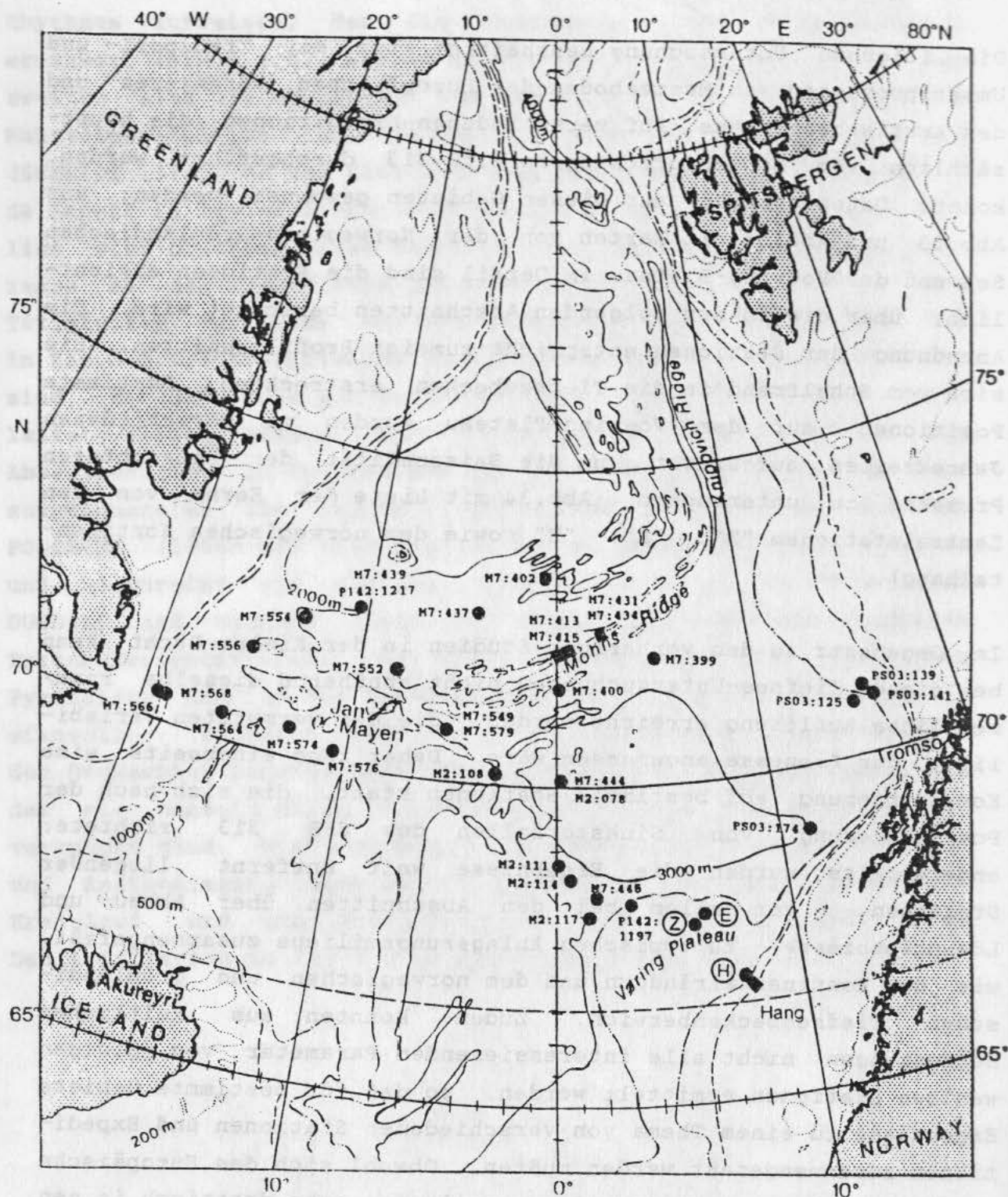
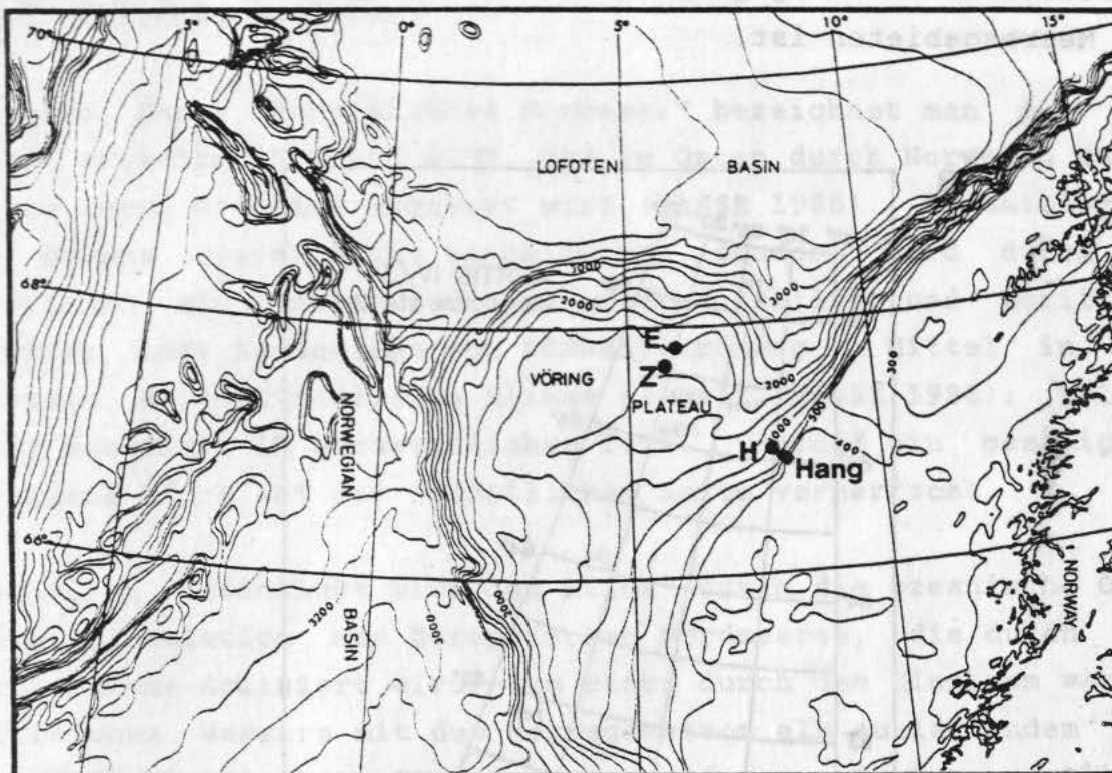


Abb.33 Karte der Norwegisch-Grönländischen See mit der Lage der bearbeiteten Tiefseestationen von den Expeditionen Polarstern A1/3 (PS03:), Poseidon Fahrt 142 (P142:), Meteor Fahrt 2 (M2:) und Meteor Fahrt 7 (M7:). Die auf dem Vøring-Plateau an den Zentralstationen "Z", "H" und "E" sowie am Norwegischen Kontinentalhang ("Hang") zum Vøring-Plateau liegenden Einzelstationen werden in Abb.34 dargestellt.



<u>Z</u>	<u>E</u>	<u>H</u>	<u>Hang</u>
P 128: 244	P 119: 292	P 119: 294	P 119: 284
P 128: 281	P 128: 258	P 128: 251	M 2: 100
M 2: 66	M 2: 61	P 128: 284	P 142:1144
M 2: 91	P 142:1107	M 2: 70	P 142:1145
M 2: 103	M 7: 448	M 2: 95	
P 137: 175		M 2: 101	
P 137: 186		P 137: 176	
P 142:1184		P 142:1148	
M 7: 449			
M 7: 452			
M 7: 460			

Abb.34 Karte des Voering-Plateaus mit der Lage der bearbeiteten Stationen, die sich hauptsächlich auf die Zentralstationen "Z", "H" und "E" sowie einen Bereich des Norwegischen Kontinentalhanges ("HANG") konzentrieren und im unteren Teil mit den Kurzformen für die verschiedenen Expeditionen (vgl. die Stationsliste im Anhang) aufgelistet sind.

Nach einer kurzen Beschreibung der Umweltbedingungen wird sich die Studie mit Transport- und den typischen Umsatzprozessen in oberflächennahen Tiefseesedimenten sowie deren Quantifizierung beschäftigen. Dabei wird - soweit möglich - Gewicht auf die Untersuchung eventueller saisonaler Schwankungen in den Prozessen

gelegt werden, da dies eine mögliche Besonderheit der borealen und polaren Sedimente gegenüber denen in tropischen und subtropischen Meeresgebieten ist.

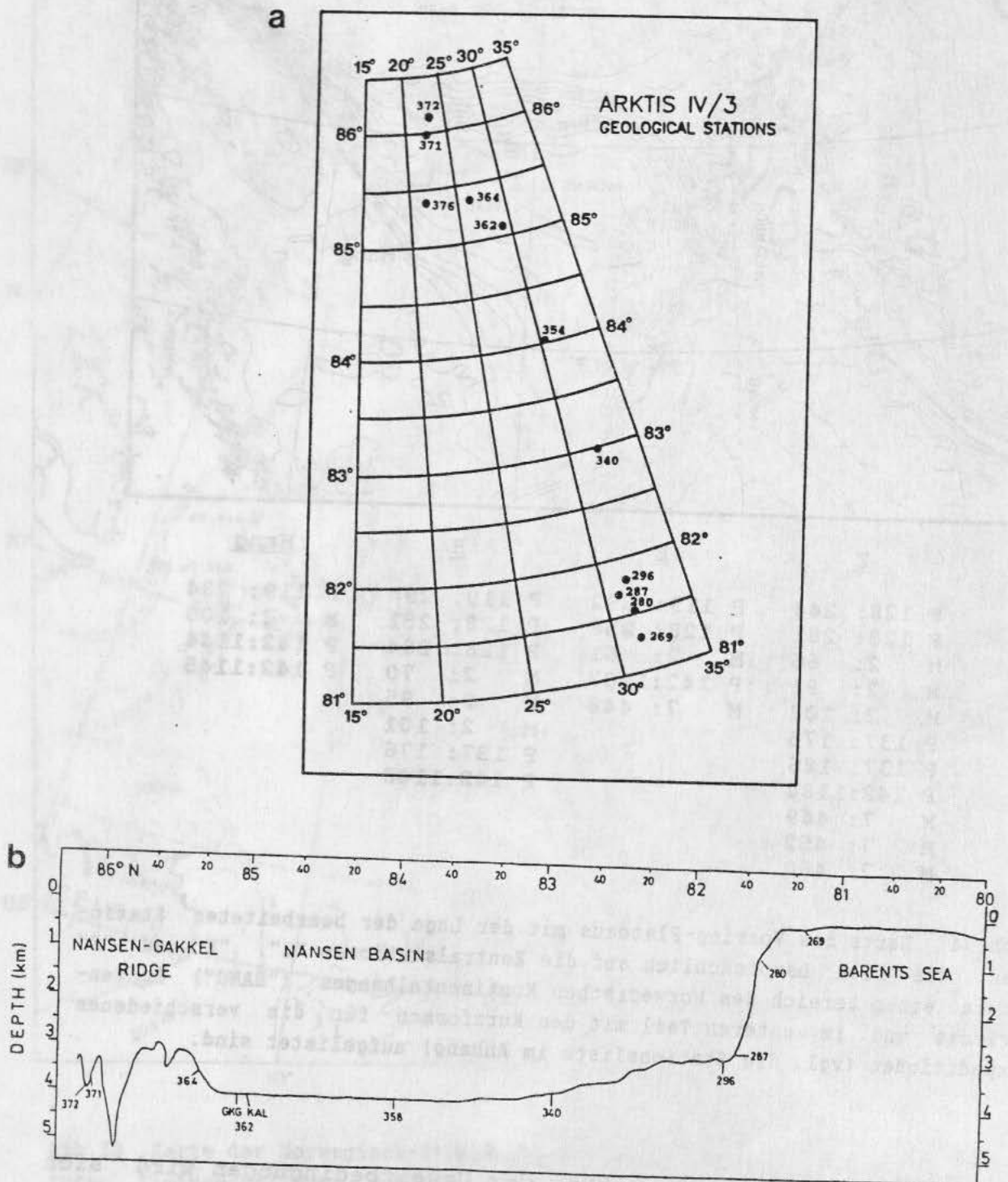


Abb.35 Lage der Stationen im Arktischen Ozean, die auf der Polarstern-Expedition Arktis 4/3 bearbeitet wurden: (a) geographische Positionen, (b) Profilschnitt vom Schelf nordwestlich von Svalbard durch das Nansen-Becken bis zum Nansen-Gakkel-Rücken.

4.1 Überblick über das Arbeitsgebiet

Das Europäische Nordmeer

Mit dem Namen "Europäisches Nordmeer" bezeichnet man das Seegebiet zwischen 60°N und 80°N, das im Osten durch Norwegen und im Westen durch Grönland begrenzt wird (HASSE 1988). Klimatologisch ist dieses Gebiet nicht einheitlich, sondern wird durch die Polarfront als Grenze zwischen polarer Kaltluft und maritimer, wärmerer Luft im Gefolge der Südwestströmung im Mittel in zwei Bereiche unterschiedlichen Klimas geteilt (HASSE 1988): polares Klima dominiert im nordwestlichen Teil, während ein gemäßigtes, maritimes Klima auf der südöstlichen Seite vorherrscht.

Wesentlich beeinflusst wird das Klima durch die ozeanische Oberflächenzirkulation des Europäischen Nordmeeres, die durch zwei Stromsysteme dominiert wird: zum einen durch den Einstrom warmen, salzreichen Wassers mit dem Norwegenstrom als auslaufendem Teil des Nordatlantischen Stromes, zum anderen auf der westlichen Seite durch den Einstrom arktischer Wassermassen durch die Framstraße, die das Nordmeer zu einem Teil durch die Dänemarkstraße verlassen, während andere Teile dieses Einstroms zyklonale Wirbel bilden (AAGAARD 1970) und sich als Ostislandstrom nach Süden bewegen oder durch die Bodentopographie bedingt in Richtung Osten fließen (Jan-Mayen-Strom) und sich mit atlantischen Wassermassen vermischen können. Von vorwiegend lokaler Bedeutung für den norwegischen Schelf und z.T. für das Voering-Plateau ist der aus Nord- und Ostseewasser gespeiste Norwegische Küstenstrom, dessen Nährsalzfracht auch die Primärproduktion in den norwegischen Küsten- und Schelfgebieten beeinflusst, die auf $90-120 \text{ g C} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ geschätzt wird (REY 1981). Bei den Tiefenwassermassen wird Grönlandsee-Tiefenwasser (GSDW) vom Tiefenwasser der Norwegischen See (NSDW) unterschieden, wobei letzteres auf Grund von O_2 - und Tritium-Messungen als älter eingestuft wird (SWIFT 1986). Beide Wassermassen stehen im Austausch mit dem Tiefenwasser im Eurasischen Becken des Arktischen Ozeans; Mischungsmodelle für die Bildung von NSDW aus arktischem und Grönlandsee-Tiefenwasser werden von SMETHIE et al. (1986) diskutiert. Prominenteste Eigenschaft des Europäischen Nordmeeres im Gesamtsystem des Weltozeans (die es nur mit einigen Gebieten des Südpolarmeeres teilt) ist

die Bildung von Tiefenwasser, das nach Vermischungsprozessen in weiten Teilen des Weltmeeres als Nordatlantisches Tiefenwasser identifizierbar ist. Mechanismen und Orte der Tiefenwasserbildung im Europäischen Nordmeer sowie Beiträge dazu aus arktischen Wassermassen werden von KOLTERMANN (1987) und MEINCKE (1985) beschrieben; von JOHANNESSEN (1986) wird eine kurze Zusammenfassung der gesamten Physikalischen Ozeanographie dieses Gebietes präsentiert.

Abgesehen von vulkanischen Aschen, die nur lokal und in bestimmten Sedimentschichten von Bedeutung sind, können die Tiefseesedimente des Europäischen Nordmeeres als Mischungen von glazial-marinem Detritus, terrigen erodiertem Material und Komponenten aus der biogenen Produktion der Wassersäule betrachtet werden (VOGT 1986). Bei diesem Autor finden sich auch morphologische Angaben sowie eine genaue Beschreibung der Sedimente aller geologischen Provinzen, die in der vorliegenden Arbeit behandelt werden. Die Sedimente des norwegischen Kontinentalrandes sind vor allem von der Arbeitsgruppe Høltedahl untersucht worden (HØLTEDAHL and SELLEVOLL 1971; HØLTEDAHL and BJERKLI 1982). Die hohe biogene Karbonatproduktion im Bereich des Norwegenstroms kann zu beträchtlichen CaCO_3 -Gehalten im Sediment führen, für deren Auflösung bei der heutigen Lage der Karbonatkompensationstiefe im Nordatlantik wenig spricht; allerdings ist es zeitweilig zu Karbonatlösung während des Höchststandes der letzten Vereisung und des Beginns des Abschmelzvorgangs auf Grund erhöhter CO_2 -Partialdrucke im Bodenwasser gekommen (HENRICH 1986).

Arktischer Ozean

Das östliche Arktische Tiefseebecken zwischen dem Lomonossov Rücken und dem eurasischen Kontinentalrand gehört wegen der permanenten Eisbedeckung zu den am wenigsten bekannten Gebieten des Weltmeeres, zu dessen Erforschung die Ergebnisse der Expedition Arktis 4/3, von der die Proben dieser Arbeit stammen, wesentlich beitragen werden (THIEDE 1988). Vor allem jüngere Untersuchungen belegen eine komplizierte Struktur der arktischen Wassermassen, die sich aus dem bereits erwähnten Austausch mit atlantischen Wassermassen und dem Absinken von salzreichen Wassermassen von den angrenzenden Kontinentalschelfen im Tiefen-

und Bodenwasser ergibt, während die darüberliegenden Schichten durch Eisschmelze und Flußzufuhr beeinflusst werden (AAGAARD et al. 1985; SMETHIE et al. 1988). Eine zusammenfassende Darstellung der Wechselwirkung zwischen arktischen Tiefenwassermassen und denen der Grönländischen und Norwegischen See ist bei SWIFT (1986) zu finden.

Die biogene Partikelproduktion und die Ablagerungen im Nansen-Becken werden wesentlich durch den extremen saisonalen Rhythmus der Eisbedeckung und die "Transpolare Drift" des Meereises beeinflusst, die u.a. die hier bearbeiteten Gebiete des Nansen-Beckens und Nansen-Gakkel-Rückens überstreicht (COLONY and THORNDIKE 1984; CLARK and HANSON 1983). Dadurch kann auch Material der weit entfernten sibirischen Flüsse und Schelfgebiete im Nansenbecken sedimentieren. Erste Ergebnisse der Polarsternexpedition Arktis 4/3 zeigen (Thiede 1988; SPIELHAGEN et al. 1988), daß die in dieser Arbeit untersuchten Sedimente hauptsächlich hemipelagisch sind, einen geringen Karbonatgehalt aufweisen und in der Regel wenig durch Bioturbation beeinflusst sind. Für die Artenzusammensetzung im Pelagial bilden die Breitengrade 83°N/84°N eine faunale Grenze: nördlich davon wurden typische arktische Organismengemeinschaften angetroffen (Fahrtbericht: THIEDE 1988); dies könnte sich auch auf Menge und Qualität der Sedimentation biogener Komponenten entlang des bearbeiteten Transekts durch das Nansen-Becken bis zum Nansen-Gakkel-Rücken auswirken.

4.2 Biogene Transportprozesse nahe der Grenzfläche

4.2.1 Mischungsraten für Partikel

Wie in Kap.1.4.1 ausführlich erläutert wurde, werden alle Oberflächen-Sedimente - auch die der Tiefsee - mehr oder weniger intensiv durchmischt. Zur Aufrechterhaltung ihrer Lebenstätigkeit - bei Fortbewegung und Freßvorgängen - sind die benthischen Tiere gezwungen, Sediment-Partikel zu bewegen. Neben der Störung der raum-/zeitlichen Abfolge des Sedimentaufwuchses ist für die Tiefsee der Aspekt von besonderem Interesse, daß die Bioturbation zur Einmischung von labilen Komponenten in teilweise sehr "alte" Sedimente führt und dadurch bestimmenden Einfluß auf das Abbaugeschehen im Sediment ausüben kann (s.Kap.4.3.1).

Ebenso wie in der Kieler Bucht wurden auch in der Norwegisch-Grönländischen See die Mischungsraten aus der Verteilung von Radiocaesium ermittelt, das durch den Unfall in Tschernobyl in die Umwelt eingebracht wurde. Durch diesen Unfall wurden am 26.April 1986 und den folgenden Tagen gewaltige Mengen an Nukliden (u.a. ca. 0.5 MCi ^{134}Cs und 1.0 MCi an ^{137}Cs : PETERSEN et al. 1986) in die Atmosphäre entlassen und von dort schnell in verschiedene Richtungen verteilt (PANITZ et al.1986; DEVELL et al.1986; SMITH and CLARK 1986). Da ein wesentlicher Teil der Deposition über Schweden stattfand (PERSSON et al.1987) und auch auf Grönland und Svalbard die Auswirkungen gemessen wurden (POURCHET et al. 1986), kann vermutet werden, daß auch die Norwegen- und Grönlandsee kontaminiert worden war. Allerdings ist davon auszugehen, daß wegen der Variabilität der Niederschläge auch über kleineren Gebieten die deponierten Mengen unterschiedlich waren: so wurden in der nördlichen Nordsee Inventare von $4000 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-2}$ bis maximal $14000 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-2}$ in der Wassersäule gemessen.

Untersuchungen mit Hilfe von Sinkstoffallen zeigten (KEMPE and NIES 1987; BUESSELER et al. 1987, FOWLER et al. 1987), daß ein - allerdings geringer - Teil der Nuklide (u.a. des Radiocaesiums) offenbar sehr schnell an Partikel gebunden wurde und mit diesen zum Meeresboden sank. Der Mechanismus der Inkorporierung des Radiocaesiums in die sinkenden Partikel ist noch ungeklärt: nach PERSSON et al.(1987) gelangte das ^{137}Cs in Partikeln von ca. $1 \mu\text{m}$

hauptsächlich durch Naßdeposition auf die Erdoberfläche; am Ende des Kapitels soll die Frage nach der Form des Radiocaesiums und des Transportmodus noch einmal aufgegriffen werden. Nachdem ERLLENKEUSER and BALZER (1988) erste Ergebnisse über die rasche Ankunft dieses Tracers am Meeresboden des Voering-Plateaus und Mischungsraten für den Zeitraum kurz nach dem Unfall vorgelegt haben, soll im folgenden das Gewicht auf die Untersuchung möglicher saisonaler Effekte und auf die Mischungsraten auf mittleren Zeitskalen gelegt werden; neben Kernen vom norwegischen Kontinentalhang und dem Voering-Plateau konnten auch solche des Becken-Bereiches mit Hilfe des Radiocaesiums aus Tschernobyl untersucht werden.

4.2.1.1 Saisonalität der Mischungsrate in einem Tiefseesediment

Benthische Organismen gründen ihr Leben letztlich auf die Zufuhr von organischer Substanz aus der ozeanischen Deckschicht; da diese Zufuhr saisonal (Abb.36) erfolgt, ist es denkbar, daß die benthische Gemeinschaft darauf mit saisonal variierender Aktivität hinsichtlich der Mischungsprozesse infolge von Futtersuche und -ingestion reagiert - ebenso wie es bereits für den Sauerstoffverbrauch von Tiefseesedimenten dokumentiert ist (SMITH and BALDWIN 1984). Aus diesem Grunde, und um den zeitlichen Verlauf der Einarbeitung dieses frischen Signals in den Meeresboden zu verfolgen, wurden zu 5 bzw. 4 Zeitpunkten in den ersten 320 Tagen nach dem Unfall an 2 als zentral ausgewiesenen Stationen auf dem Voering-Plateau ("Z") und am norwegischen Kontinentalrand ("H"; Abb.34) Sedimentkerne entnommen, in denen die vertikale Verteilung von Radiocaesium untersucht wurde. Die erste dieser Dauerstationen ("Z") liegt relativ fern vom Schelf bei einer Wassertiefe von 1430 m; die andere ("H") wurde am norwegischen Kontinentalrand bei Wassertiefen zwischen 950 m bis 980 m eingerichtet, in dem Wassertiefenbereich von 800 m bis 1200 m, wo hangabwärts transportiertes Feinmaterial erstmalig zur Absetzung gelangt. Als bioturbierende Organismen in dieser Gegend kommen u.a. in Frage: Sipunculiden der Gattung Golfingia, subgenus Nephasoma, die sehr feine Röhren vertikal bis 50cm in das Sediment hinein bauen (ROMERO-WETZEL 1987a), sowie der Enteropneust Stereobalanus canadensis, der ein weit verzweigtes Gangsystem im Sediment anlegt (ROMERO-WETZEL 1987b).

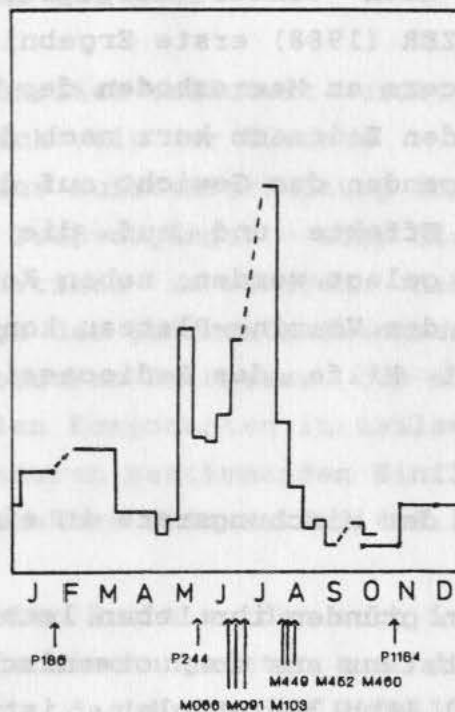
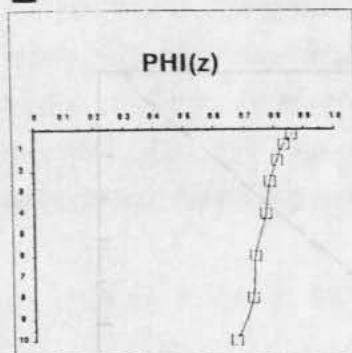


Abb.36 Saisonalität der Sedimentation von C_{org} auf dem Voering-Plateau nahe der Zentralstation "Z" (schematische Darstellung nach Daten von BATHMANN et al. 1989). Im unteren Abschnitt ist die zeitliche Verteilung der Einzelstationen von verschiedenen Expeditionen eingezeichnet, auf denen Kerne für Studien der Saisonalität benthischer Prozesse von der Station "Z" gewonnen wurden.

In Abb.37 ist die Porositätsverteilung für die beiden Dauerstationen "Z" und "H" dargestellt, die sowohl für die Berechnung der Inventare als auch für die Modellierung des Mischungsprozesses von zentraler Bedeutung ist. Die aktuellen Porositätsprofile der einzelnen Kerne jeweils einer Station stimmten gut miteinander überein und zeigen den Silt-Charakter an der Station "Z" sowie die Zumischung von hangabwärts transportiertem, größerem Material an der Station "H".

Die Radiocaesium-Gehalte in den verschiedenen Sediment-Schichten für die beiden Stationen "Z" und "H" sind - zerfallskorrigiert auf das jeweilige Datum der Probenahme - in Abb.38a,b dargestellt. Wie bereits im Detail bei ERLLENKEUSER und BALZER (1988) diskutiert, liefern das Vorkommen des ^{134}Cs und das relativ

Z



H

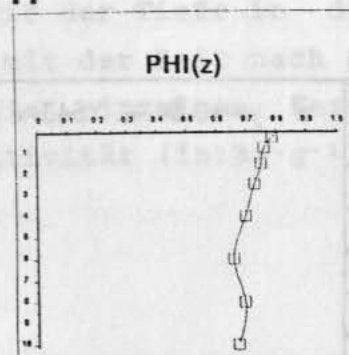
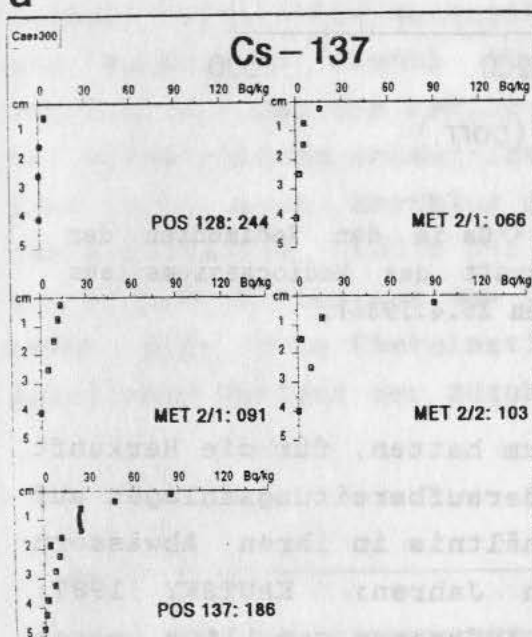


Abb.37 Profile der Porosität von Sedimenten der Zentralstationen "Z" auf dem Voering-Plateau und "H" am Norwegischen Kontinentalhang.

a



b

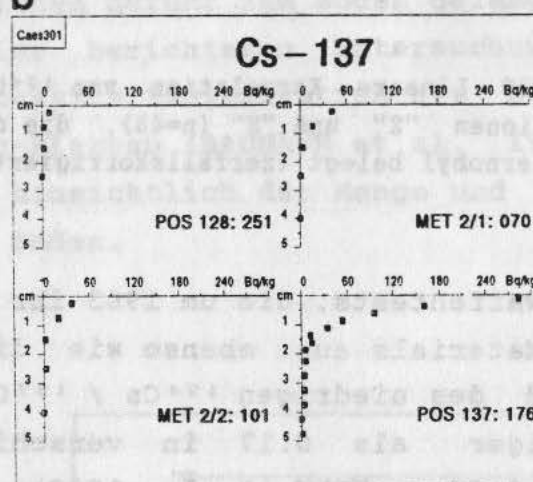


Abb.38 Verteilung von ^{137}Cs in Sedimentkernen von (a) der Station "Z" auf dem Voering-Plateau und (b) der Station "H" am Norwegischen Kontinentalhang. Die Kerne wurden zu verschiedenen Zeitpunkten nach dem Unfall in Tschernobyl gewonnen; zur zeitlichen Verteilung: vgl. Abb.36 und die Stationsliste im Anhang.

konstante und hohe (s.u.) Verhältnis ^{134}Cs zu ^{137}Cs den Beweis, daß diese Sedimente nicht durch Radiocaesium aus Atomwaffentests oder durch Material aus Sellafield (KAUTSKY et al. 1980) kontaminiert sind: wegen der kurzen Halbwertszeit des ^{134}Cs scheiden

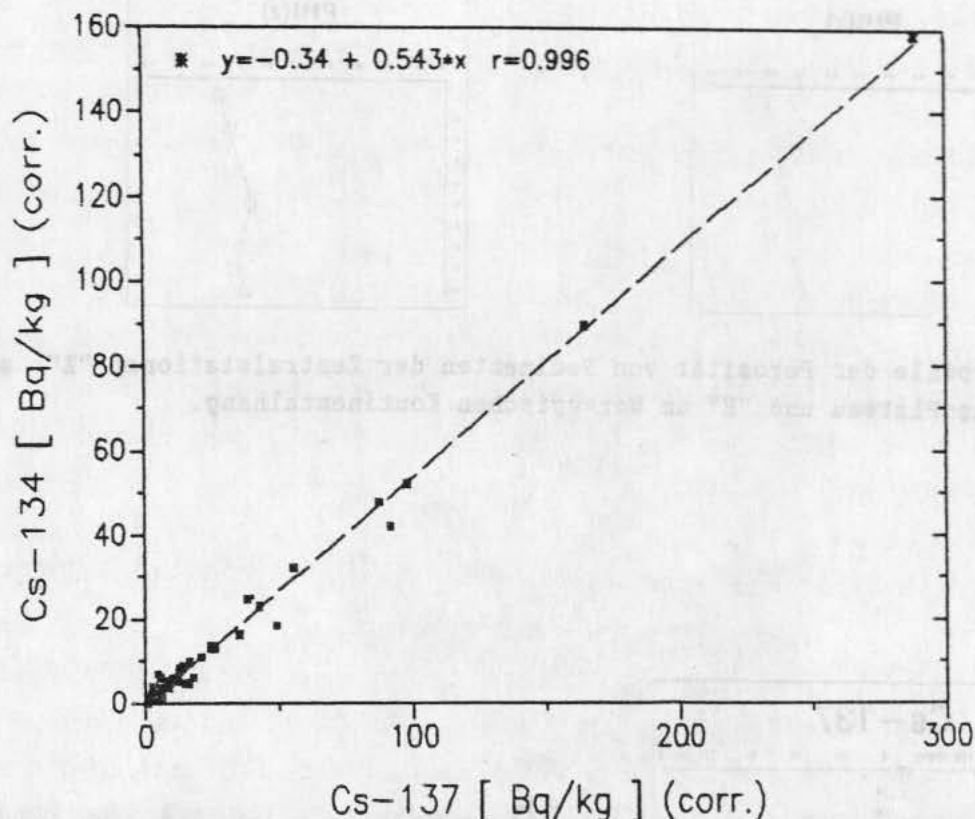


Abb.39 Lineare Korrelation von ^{134}Cs und ^{137}Cs in den Sedimenten der Stationen "Z" und "H" (n=48), die die Herkunft des Radiocaesiums aus Tschernobyl belegt (zerfallskorrigiert auf den 26.4.1986).

Atomwaffentests, die um 1963 ihr Maximum hatten, für die Herkunft des Materials aus, ebenso wie die Wiederaufbereitungsanlagen auf Grund des niedrigen $^{134}\text{Cs} / ^{137}\text{Cs}$ Verhältnis in ihren Abwässern (weniger als 0.17 in verschiedenen Jahren: KAUTSKY 1987; 0.03-0.04 : HOLM et al. 1983). Beim Auftragen von ^{134}Cs gegen ^{137}Cs (zerfallskorrigiert auf das Datum des Tschernobyl-Unfalls) ergibt sich ein Verhältnis der Cs-Isotope von 0.54 (Abb.39), das fast identisch ist mit dem entsprechenden Verhältnis in Luftproben direkt nach dem Unfall (0.503: THOMAS and MARTIN 1986; 0.50: DEVELL et al. 1986; u.a.) und dem Verhältnis in Sinkstoff-fallen-Material aus der nördlichen Nordsee von 0.56 (KEMPE and NIES 1987). Auch die sehr geringe Menge an ^{137}Cs bei $^{134}\text{Cs} = 0$ zeigt, daß Radiocaesium aus anderen Quellen als Tschernobyl nicht in nennenswertem Umfang in den Proben vorhanden war.

Aus Abb.38a,b ist für beide Dauerstationen eine mehr oder

weniger reguläre Abnahme des ^{137}Cs mit der Tiefe in den Kernen sowie eine zunehmende Eindringtiefe mit der Zeit nach dem Unfall ersichtlich. Die Inventare für die einzelnen Kerne wurden schichtweise aus der spezifischen Aktivität (in: $\text{Bq} \cdot \text{g}^{-1}$) und der sog. Gesamttrockendichte (d_{bd})

$$d_{bd} = \rho_s \cdot (1 - \phi)$$

(mit einer durchschnittlichen Dichte der Partikel von $\rho_s = 2.6 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ und der aktuellen Porosität ϕ) berechnet und gegen die Zeit (in Tagen nach dem Unfall) in Abb.40a,b aufgetragen. Das Gesamtinventar pro Kern an der Station "Z" zeigt eine extreme Zunahme zwischen dem 30.Tag und dem 69.Tag nach dem Unfall; dies entspricht dem Zeitraum der ersten Zufuhr von frischem Material aus der euphotischen Zone (BAUMANN et al. 1989). Obwohl das gesamte partikuläre Material und auch der organische Kohlenstoff ein saisonales Signal über mehrere Monate zeigen (Abb.36), scheint es, daß das Radiocaesium vor allem mit dem ersten Anteil der alljährlichen sommer-/herbstlichen Zufuhr zum Boden gelangte. Eine erst nach Abschluß der hier berichteten Untersuchungen fertiggestellte Studie der Radiocaesium-Sedimentation mit Hilfe von Sinkstoffallen auf dem Voering-Plateau (BAUMANN et al. 1989) zeigt eine gute Übereinstimmung hinsichtlich der Menge und dem zeitlichem Verlauf der Zufuhr zum Boden.

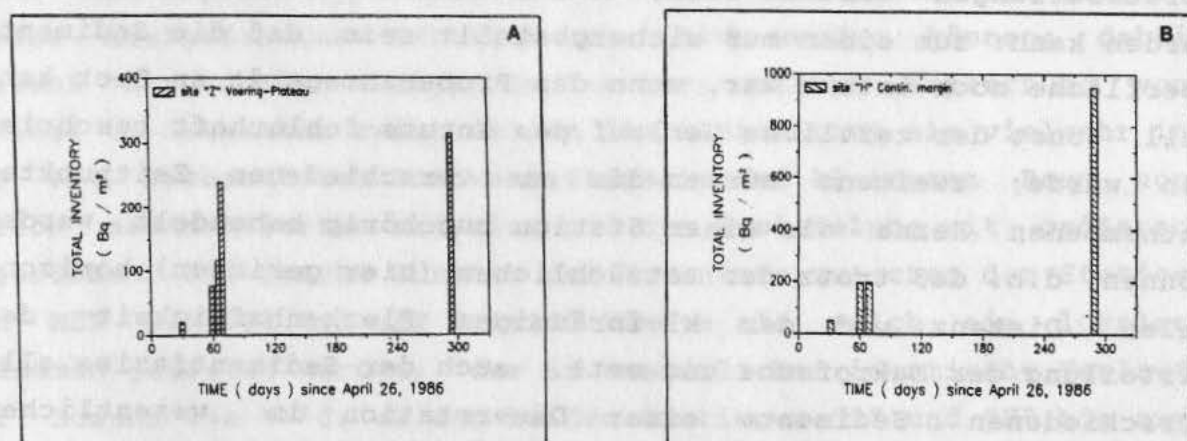


Abb.40 Zeitliche Änderung der ^{137}Cs -Inventare in den Sedimenten (a) der Station "Z" und (b) der Station "H" in Tagen nach dem Unfall in Tschernobyl.

Auf Grund des Umstandes, daß zur Zeit maximaler Zufuhr von Radio-caesium zum Boden in relativ kurzen Abständen Sedimentkerne von den Stationen "Z" und "H" gewonnen werden konnten, ist es möglich, eine recht gut definierte Inputfunktion abzuleiten, die den nachfolgenden Berechnungen der Mischungsraten zugrunde gelegt wurde.

Der Fluß zum Boden wurde aus jeweils zwei aufeinander folgenden Inventaren durch Differenz und der währenddessen vergangenen Zeit ermittelt (Abb.41a,b). Der Verlauf des ^{137}Cs -Flusses in Abb.41a zeigt eine exponentielle Zunahme bis zu einem Maximum zwischen dem 65.Tag und dem 69.Tag; es wurde daher angenommen, daß die verbleibenden ca. 20% der Gesamtzufuhr bis zum 294.Tag nach dem Unfall dem Boden sehr schnell nach dem 69.Tag zugeführt wurden und adäquat durch eine rasch abnehmende Stufenfunktion beschrieben werden können. An der Station "H" läßt sich dieser Weg nicht beschreiten, da hier zwischen dem 69.Tag und dem 289.Tag eine so große Menge an Radiocaesium (vermutlich durch hangabwärts gerichteten Transport aus flacher liegenden Sedimenten) zugeführt wurde (Abb.40b), daß hilfsweise von einer zeitlich konstanten Rate des Eintrages ausgegangen wurde (vgl. Abb.41b).

Wenn Sedimentkerne einer Dauerstation in eine Zeitreihe gestellt werden sollen, um eine Inputfunktion aus der Veränderung der Inventare abzuleiten und die zunehmende Einmischung eines Signals in das Sediment im Zeitablauf zu verfolgen, müssen zwei Voraussetzungen erfüllt sein, auf die nur indirekt geschlossen werden kann: zum einen muß sichergestellt sein, daß die Sedimentoberfläche noch intakt war, wenn das Probenahmegerät an Deck kam, weil sonst der zeitliche Verlauf des Inputs fehlerhaft beschrieben würde; zweitens müssen die zu verschiedenen Zeitpunkten entnommenen Kerne als einer Station zugehörig behandelt werden können, d.h. daß trotz der tatsächlichen (hier geringen) horizontalen Distanz und der kleinräumigen Fleckenhaftigkeit der Verteilung der Makrofauna und evtl. auch der Sedimentfazies alle verschiedenen Sedimente einer Dauerstation im wesentlichen dieselben Mischungsereignisse (statistisch) erfahren haben. Auf Grund der guten Wetterbedingungen (außer auf der Poseidon-Fahrt Nr.137) konnten - erkennbar durch klares überstehendes Wasser - intakte Kerne gewonnen werden; auch die steilen Gradienten in der

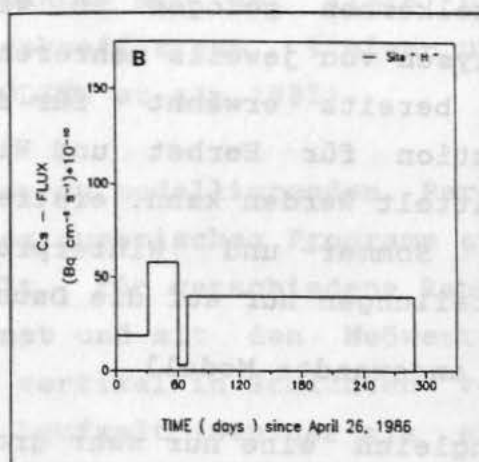
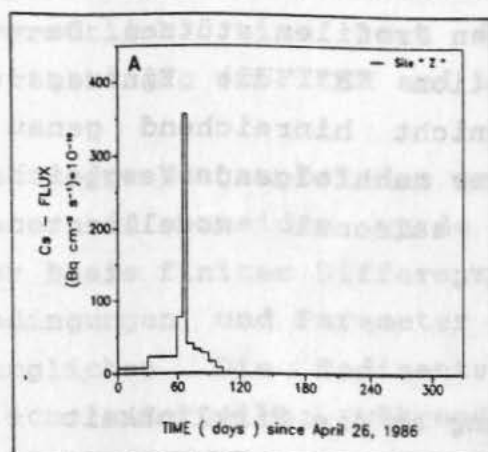


Abb.41 ^{137}Cs -Flüsse zum Sediment, die aus der Differenz der Inventare (vgl. Abb.40) jeweils aufeinander folgender Einzelstationen berechnet wurden; (a) an der Station "Z" (zur Stufenfunktion nach dem 69. Tag: siehe Erklärung im Text) und (b) an der Station "H".

Porosität zur Oberfläche hin (außer bei den obersten Schichten der Stationen POS128: 244 und 251) weisen ein einheitliches Bild auf, so daß zu folgern ist, daß allenfalls die obersten Millimeter der Kerne, die sowieso zu einer einheitlichen Unterprobe zusammengefaßt wurden, probenahmetechnisch bedingte Mischung erfahren haben.

Die zweite Voraussetzung ist schwerer zu prüfen, da sie zunächst die grundsätzliche Frage betrifft, inwieweit überhaupt einzelne Kerne als repräsentativ für die mittlere geologische und geochemische Realität eines Gebietes betrachtet werden können; dabei besteht das Problem weniger in der horizontalen Entfernung von maximal 3 Seemeilen zwischen den Einzelstationen als vielmehr in der oft beobachteten Fleckenhaftigkeit auf kleinstem Raum von frisch sedimentiertem Material und der Besiedelung mit größeren Organismen: die rasche Zunahme der Inventare zwischen den Stationen MET 2/1:091 und MET 2/2:103 könnte als solch ein lokales Phänomen gedeutet werden; der im wesentlichen identische Verlauf der Zufuhr von ^{137}Cs an den beiden Stationen "Z" und "H" bis zum 69. Tag (Abb.40a,b) jedoch und die neuerdings bekannt gewordene zeitliche Inputfunktion aus Messungen in der Wassersäule (BAUMANN et al. 1989) belegen, daß die ermittelten Inventare die Abfolge der Ereignisse adäquat wiedergeben. Zudem brauchen die nach-

folgend gezogenen Schlüsse nicht aus dem Vergleich von nur zwei Einzelkernen gezogen zu werden, sondern können sich auf die Analysen von jeweils mehreren unabhängigen Profilen stützen. Da - wie bereits erwähnt - für die Dauerstation "H" die Eintragsfunktion für Herbst und Winter 1986 nicht hinreichend genau ermittelt werden kann, erstreckt sich der nachfolgende Vergleich von Sommer- und Winterprofilen mit saisonal modellierten Verteilungen nur auf die Dauerstation "Z".

Das angewandte Modell

Wenngleich eine nur sehr grobe Annäherung an die Wirklichkeit - ist die Behandlung von benthischen Mischungsereignissen als einen diffusionsähnlichen Prozeß nebst der Berechnung von Mischungskoeffizienten aus Tracer-Profilen die am häufigsten (und erfolgreich) angewendete Herangehensweise (GUINASSO and SCHINK 1975; BERNER 1980; und Literaturangaben in Kap.1.4.1). An anderen Modellvorstellungen, die nicht-lokale Transportprozesse berücksichtigen bzw. beinhalten, z.B. beim Transport von Partikeln über längere Distanzen, seien stellvertretend die Untersuchungen von BOUDREAU (1986) und ROBBINS (1986) genannt. Das hier verwendete Modell ist diffusionsorientiert und behandelt den Transport von Partikeln und von wäbrigem Sedimentanteil separat. Mit der Gesamttrockendichte (d_{bd}) - wie oben definiert - lautet die allgemeine Gleichung für die Tracer-Verteilung als Folge von Partikelmischung, Sediment-Akkumulation und radioaktivem Zerfall (COCHRAN 1985):

$$\delta/\delta t [d_{bd} \cdot A] = \delta/\delta z [d_{bd} \cdot D_b \cdot (\delta A/\delta z)] - \delta/\delta z [d_{bd} \cdot \omega \cdot A] - \beta \cdot d_{bd} \cdot A$$

wobei t die Zeit (s), z die Sedimenttiefe (cm), D_b den Partikelmischungskoeffizienten ($\text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$), A die Aktivität des ^{137}Cs ($\text{Bq} \cdot \text{g}^{-1}$ Sediment), ω die Akkumulationsrate ($\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$) und β die Zerfallskonstante des Tracers (hier: ^{137}Cs in: $1 \cdot \text{s}^{-1}$) bedeuten. Für bestimmte Annahmen und Randbedingungen, wie z.B. eine als tiefenunabhängig angenommene Porosität (d.h. keine Kompaktion), ein tiefen- und zeitunabhängiger Mischungskoeffizient, ein "steady state" (d.h. $\delta/\delta t [d_{bd} \cdot A] = 0$) oder andere Vereinfachungen der Inputfunktion, lassen sich relativ einfache Lösungen für die obige Differentialgleichung finden. In der hier betrachteten Situation tritt jedoch der Eintrag weder als einmaliger Puls am

Anfang noch als kontinuierliche Zufuhr über die Zeit auf; zusätzlich ist die Porosität nicht konstant mit der Tiefe und (vermutlich) ist auch der Mischungskoeffizient tiefen- und zeitabhängig (OFFICER and LYNCH 1982; OLSEN et al. 1981).

Um Begrenzungen bei den gemessenen oder zu modellierenden Parametern zu vermeiden, wurde ein einfaches numerisches Programm auf der Basis finiter Differenzen entwickelt, für verschiedene Randbedingungen und Parameter durchgerechnet und mit den Meßwerten verglichen. Die Sedimentsäule wurde vertikal in Schichten von 0.1cm unterteilt; während der kurzen Laufzeit (weniger als ein Jahr) brauchte im Modell kein neues Sediment zur obersten Schicht hinzugefügt zu werden, da die Akkumulationsraten für dieses Gebiet im Bereich weniger Zentimeter pro 1000 Jahre liegen. Die Zeitschritte (Δt) wurden entsprechend der verwendeten Schichtdicke und des gewählten Mischungskoeffizienten so klein angesetzt, wie nötig war, um die Konvergenz der errechneten Transporte zu gewährleisten. In Iterationen, deren Zahl von der Gesamtzeit für den Lauf und von der Größe des Zeitschrittes (Δt) abhängt, erhält die Sedimentsäule eine gewisse Tracer-Zufuhr (entsprechend der Inputfunktion) in die oberste Schicht, dann wird der Tracer nach unten transportiert unter Verwendung eines vordefinierten $D_b = D_b(t)$ und der Konzentrationsunterschiede zwischen den Schichten (bezogen auf die Menge festen Sedimentes pro cm^2) und erleidet Zerfall während des Intervalls (Δt); schließlich wird nach Ablauf des Zeitintervalls (Δt) die Neuverteilung des Tracers für alle Schichten berechnet.

Anwendung des Modells für verschiedene Szenarios:

Nachfolgend sollen Modellrechnungen für verschiedene Bedingungen entsprechend der vorgewählten Größe der Parameter mit den gemessenen ^{137}Cs -Profilen verglichen werden. Für alle Modellläufe wurde die Inputfunktion aus Abb.41a verwendet; diese wurde nicht nach dem in Kap.4.2.1.2 beschriebenen Verfahren korrigiert, da sich bei der langen Halbwertszeit von ^{137}Cs und den kurzen Zeitabschnitten konstanten Inputs numerisch keine Unterschiede ergeben. Um den Vergleich von modellierten und gemessenen Verteilungen zu erleichtern, wurden in Abb.42, Abb.43 und Abb.44

die errechneten Tracerverteilungen für alle Schichten des Modells integriert, wie es dem jeweiligen Probenintervall der Messung entsprach.

a) Mischungskoeffizient konstant mit Tiefe und (Lauf-)Zeit

Zunächst wurden Modell-Läufe mit verschiedenen Mischungskoeffizienten (D_B) durchgerechnet, die sowohl als zeitlich konstant wie auch unabhängig von der Sedimenttiefe vorgewählt wurden. Beispiele für Läufe mit verschiedenen D_B , die jeweils um den Faktor 2 vergrößert wurden, sind in Abb.42a-d wiedergegeben ($D_B=2.0 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, $D_B=4.0 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, $D_B=8.0 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ und $D_B=16 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$). Aus Abb.42a,b ist ersichtlich, daß bei niedrigen Mischungskoeffizienten ($D_B=2.0 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ und $D_B=4.0 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) die Übereinstimmung nur für die erste Station akzeptabel ist, bei der die Menge und Größe der Datenpunkte kein verlässliches Urteil zulassen; das gleiche gilt für den letzten Kern der Dauerstation "Z" (POS 137:186). Die dazwischen liegenden Kerne aus dem Sommer können jedoch nicht adäquat durch das Modell beschrieben werden. Höhere D_B auf der anderen Seite ergeben Modell-Verteilungen, die zwar den Profilen im Sommer ähneln, aber für den letzten Kern aus dem Februar 1987 eine viel zu große Mischungstiefe ergeben (Abb.42c,d).

b) D_B konstant mit der Zeit, aber abnehmend mit der Tiefe

Da wegen der Tiefenverteilung der bioturbierenden Organismen grundsätzlich von einer Abnahme der Mischungsrate ausgegangen werden muß, wurden Modell-Läufe (ohne Abb.) mit einer Verdopplung der Mischungsrate in den obersten 1.5 cm durchgeführt; dies ändert jedoch nicht die zuvor genannten Ergebnisse. Alternativ könnte $D_B(z)$ als exponentiell mit der Tiefe abnehmend angesetzt werden (OLSEN et al. 1981). Die genaue Betrachtung der Meßprofile zeigt aber, daß eine vertikale Variabilität in D_B nicht zu einer akzeptablen Anpassung an sowohl sommer-, als auch winterliche Meßprofile gleichzeitig führen kann; es ist vielmehr die spezifische Änderung der Meßprofile mit der (Jahres-)Zeit, die die Anwendung eines einheitlichen Mischungskoeffizienten für den gesamten Zeitraum auszuschließen scheint.

c) D_B variabel mit der (Jahres-)Zeit, aber konstant mit der Tiefe

In noch größerem Maße als bei der Frage, wie D_B mit der Tiefe

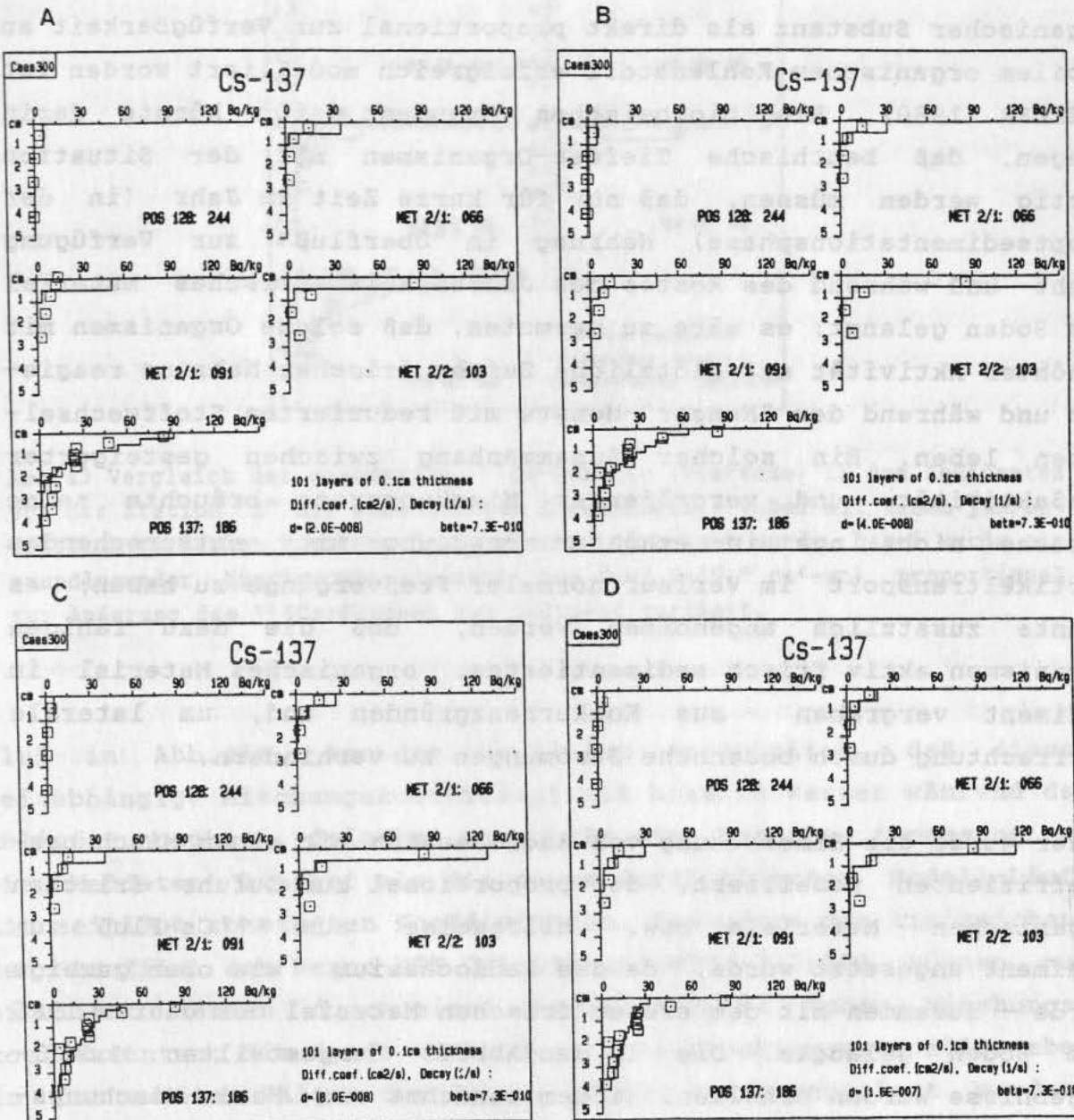


Abb.42 Vergleich der gemessenen ¹³⁷Cs-Gehalte (Vierecke) in den Sedimenten von der Station "Z" mit modellierten Ergebnissen, wobei jeweils mit jahreszeitlich konstanten Mischungskoeffizienten gerechnet wurde. Die Mischungskoeffizienten wurden in 4 Schritten von $D_B=2.0 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ bis $D_B=1.6 \cdot 10^{-7} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ jeweils verdoppelt (a-d).

funktional variiert, ist es schwierig, für die Variabilität von D_B mit der Zeit einen funktionalen Zusammenhang abzuleiten. Am naheliegendsten erscheint die Hypothese, daß die Intensität der Lebensäußerungen der Tiere direkt mit dem Nahrungsangebot verbunden ist - in ähnlicher Weise, wie die Rate des Abbaus organischer Substanz als direkt proportional zur Verfügbarkeit an labilem organischem Kohlenstoff erfolgreich modelliert worden ist (BERNER 1980). Ein biologisches Argument dafür könnte darin liegen, daß benthische Tiefsee-Organismen mit der Situation fertig werden müssen, daß nur für kurze Zeit im Jahr (in der Hauptsedimentationsphase) Nahrung im "Überfluß" zur Verfügung steht und während des Restes des Jahres kein frisches Material zum Boden gelangt; es wäre zu vermuten, daß solche Organismen mit erhöhter Aktivität auf plötzliche Zufuhr frischer Nahrung reagieren und während der "Hunger"-Monate mit reduzierten Stoffwechselraten leben. Ein solcher Zusammenhang zwischen gesteigerter Freßaktivität und vergrößerter Mischungsrate bräuchte seine Ursache nicht nur in erhöhter Bewegung mit entsprechendem Partikeltransport im Verlauf normaler Freßvorgänge zu haben; es könnte zusätzlich angenommen werden, daß die dazu fähigen Organismen aktiv frisch sedimentiertes, organisches Material im Sediment vergraben - aus Konkurrenzgründen und, um laterale Verfrachtung durch bodennahe Strömungen zu verhindern.

Daher wurde die Einmischung von Radiocaesium mit einem Mischungskoeffizienten modelliert, der proportional zur Zufuhr frischen organischen Materials bzw. hilfsweise zum ^{137}Cs -Fluß zum Sediment angesetzt wurde, da das Radiocaesium - wie oben gezeigt wurde - zusammen mit dem ersten frischen Material des Jahres 1986 zum Boden gelangte. Die in den Abb.43 dargestellten Modell-Ergebnisse wurden erhalten, indem zunächst ein Basis-Mischungskoeffizient (angezeigt in der rechten unteren Ecke der Graphik) festgelegt wurde, der für die Phasen geringer Sedimentzufuhr gelten sollte (während der ersten 30 Tage nach dem Unfall sowie für die Zeit vom 104.Tag, wo der ^{137}Cs -Fluß Null wird, bis zum Ende des Modell-Laufs). Für die Zeitintervalle dazwischen wurde der Basis-Mischungskoeffizient multipliziert mit dem Verhältnis aus dem ^{137}Cs -Fluß zu dieser Zeit und dem Fluß zwischen dem 1.Tag und dem 30.Tag. Daher hätte eine Darstellung dieses zeit-abhängigen Mischungskoeffizienten dieselbe Form wie der ^{137}Cs -

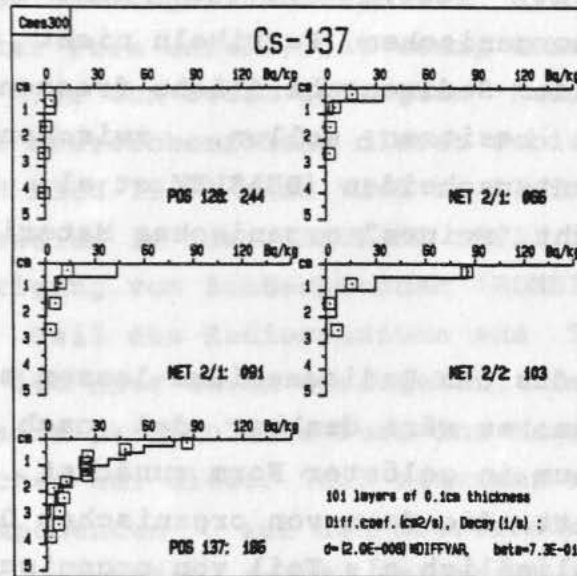


Abb.43 Vergleich der gemessenen ^{137}Cs -Gehalte (Vierecke) in den Sedimenten von der Station "Z" mit modellierten Ergebnissen, wobei mit einem jahreszeitlich variablen Mischungskoeffizienten gerechnet wurde. Dabei wurde ein grundlegender Mischungskoeffizient von $D_B=2.0 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ proportional zur Änderung des ^{137}Cs -Flusses zum Sediment variiert.

Fluß in Abb.41a. Aus der Abb.43 ist ersichtlich, daß dieser zeitabhängige Mischungskoeffizient mit höheren Werten während der Anlieferungsphase frischen Materials eine bessere Anpassung an die Meßdaten liefert als die zuvor durchgeführten Modell-Läufe mit zeitlich konstanten Koeffizienten. Besonders die tiefreichen Profile der Kerne MET 2/1:091 und MET 2/2:103 können nur simuliert werden durch einen vergleichsweise hohen Mischungskoeffizienten; die damit verbundene hohe Mischungsrate müßte aber in der zweiten Hälfte des Jahres wieder stark reduziert werden, um auch das Profil von POS 137:186 zu beschreiben.

Der Vergleich der Modell-Ergebnisse mit zeitlich konstantem (Abb.42a-d) und mit zeitlich variablem (Abb.43) Mischungskoeffizienten deutet auf eine saisonale Abhängigkeit der benthischen Mischungsprozesse und legt eine Verbindung mit der Zufuhr organischen Materials nahe. Dazu muß gefordert werden, daß das zum Meeresboden gelangte Radiocaesium zusammen mit organischem Material durch die Wassersäule transportiert worden ist, da benthische Aktivität (und daher auch der Mischungskoeffizient)

sich sinnvoll nur in Beziehung zur Versorgung mit organischem Material setzen läßt; jedoch wäre auch eine Assoziation mit sedimentierenden anorganischen Partikeln nicht auszuschließen, insofern als die an der Sedimentoberfläche fressenden Organismen zwar die Fähigkeit besitzen sollen, zwischen verschiedenen Partikelgrößen zu unterscheiden (BEASLEY et al. 1982), dennoch werden sie aber nicht "reines" organisches Material bewegen und fressen.

Über den Transportmodus des Radiocaesiums lassen sich derzeit nur Vermutungen anstellen: es wäre denkbar, daß nach dem Eintrag ins Meer das Radiocaesium in gelöster Form zunächst in Assoziation mit Tonpartikeln tritt, die dann von organischem Detritus angelagert werden und schließlich als Teil von organischen Aggregaten

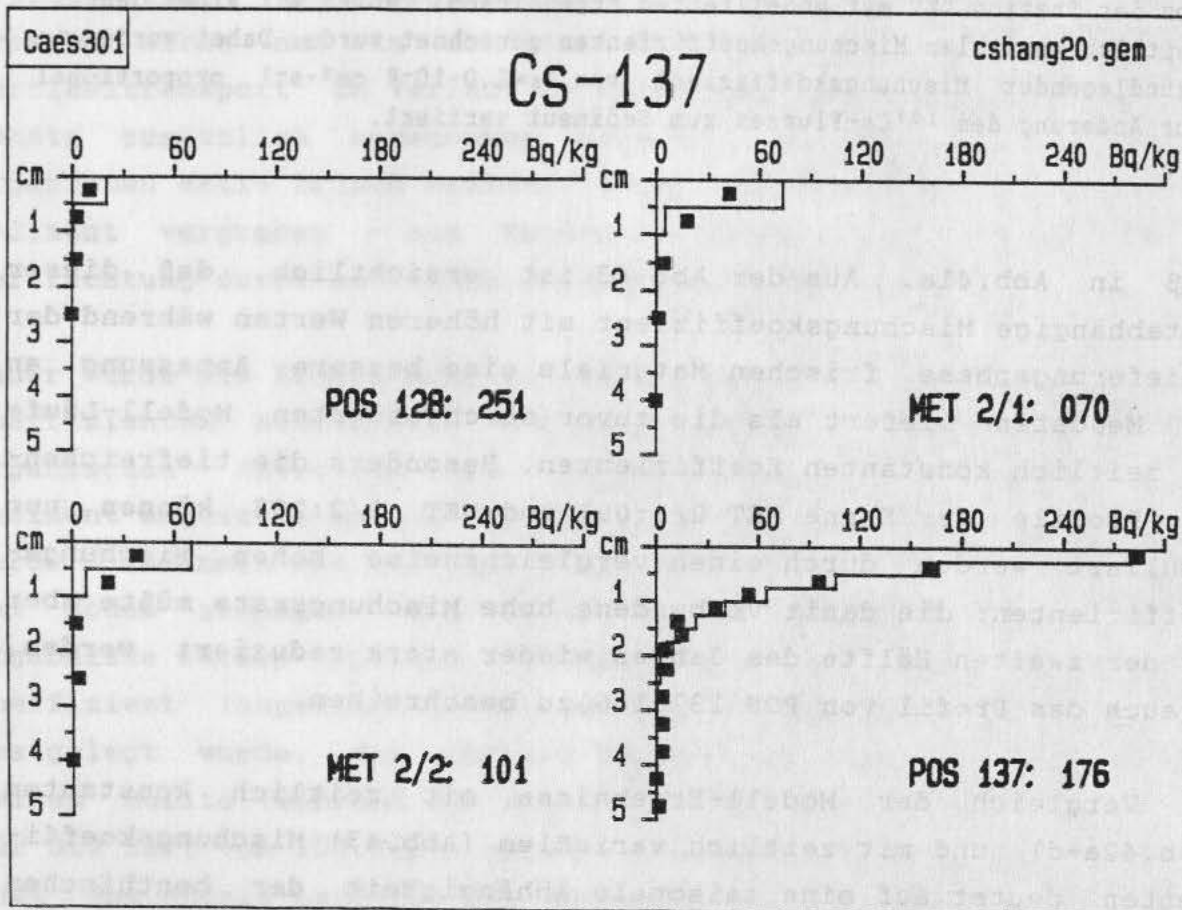


Abb.44 Vergleich der gemessenen ^{137}Cs -Gehalte (Vierecke) in den Sedimenten von der Station "H" mit modellierten Ergebnissen, wobei ein jahreszeitlich konstanter Mischungskoeffizient von $D_B = 2.0 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ zugrunde gelegt wurde.

zum Meeresboden gelangen (vgl. dazu die hohe Sinkgeschwindigkeit). Eine solche Gleichgewichtsreaktion, die das gesamte Radio-caesium in gelöster Form umfaßt, ist wenig wahrscheinlich, da das Verhältnis des hier zum Boden gelangten Radiocaesiums zu der insgesamt auf die Meeresoberfläche dieses Gebietes aufgetroffenen Menge (KEMPE and NIES 1987) eine viel zu kleine Residenzzeit für das natürliche Caesium im Meer (BRULAND 1983) implizieren würde. Unter Berücksichtigung von Beobachtungen (BONDIETTI and BRANTLEY 1986), daß ein Teil des Radiocaesiums aus Tschernobyl säureunlöslich war, ist eher davon auszugehen, daß ein kleiner Teil des Radiocaesiums in partikulärer Form ins Meer gelangte und daß auch im wesentlichen nur dieser Teil zusammen mit den natürlichen Sedimentationskomponenten auf den Meeresboden auftraf. Diese Vorstellung wird gestützt durch Untersuchungen von SANTSCI (1987), der im Zürich-See eine schnelle Sedimentation von 10-15% des Gesamtinventars findet, während trotz andauernder, biogener Sedimentation nur noch 5% des Inventars in den anschließenden 2 Monaten zum Boden gelangten.

Aus den oben genannten Gründen (Unbestimmtheit der Inputfunktion) konnte für die Station "H" die Möglichkeit eines saisonal variablen Mischungskoeffizienten nicht getestet werden. Gute Ergebnisse vor allem für die letzte Station der Zeitreihe konnten mit einem zeitlich konstanten D_b von $2.0 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ erzielt werden (Abb.44).

4.2.1.2 Mischungsraten am Kontinentalrand und im Beckenbereich

Nach den detaillierten Untersuchungen zur Partikel-Mischungsrate auf dem Voering-Plateau direkt nach dem Unfall vom Sommer 1986 bis zum Februar 1987 bestand im Herbst 1987 (Poseidon-Fahrt Nr.142) und im Sommer 1988 (Meteor-Fahrt Nr.7/3 und 7/5) erneut die Möglichkeit, Mischungsprozesse in der Norwegisch-Grönländischen See mit Hilfe des Tschernobyl-Caesiums zu untersuchen; dabei lag der Schwerpunkt auf dem Kontinentalrand vom norwegischen Schelf zum Voering-Plateau sowie auf dem Tiefseebecken-Bereich des Lofotenbeckens und der südlichen Ausläufer des Grönlandbeckens. Solche Untersuchungen in Tiefsee-Sedimenten sind notwendig, da es bislang überhaupt keine diesbezüglichen Raten

aus polaren und subpolaren Meeresgebieten gibt und ferner insgesamt weniger als 100 Kerne aus dem Kontinentalrand- und Tiefseebereich des Weltmeeres hinsichtlich der Mischungsdaten bearbeitet worden sind (vgl. DeMASTER et al. 1985). Ein weiteres Ziel bestand darin, die Ausbreitung der Tschernobyl-"Wolke" - soweit sie sich im Sediment abbildet - für die Norwegisch-Grönländische See zu untersuchen. Dies mag als Vorstudie für zukünftige Arbeiten zur weiteren Einmischung dieses Tracers in das Sediment dienen; zusätzlich besteht bei Kenntnis der jetzigen Verteilung die Möglichkeit, in den nächsten Jahren dem weitgehend ungelösten Problem des Lateral-Transportes von Sedimentpartikeln näher zu kommen.

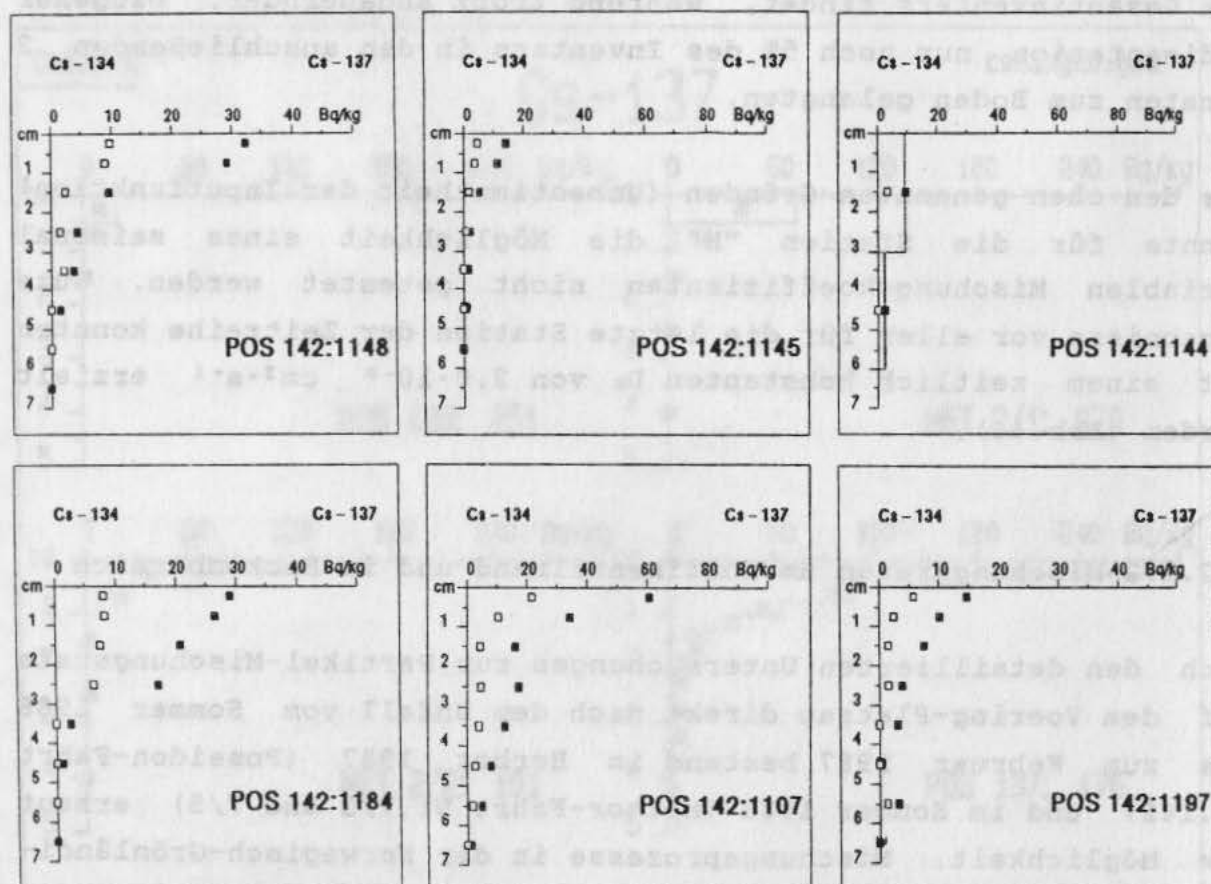


Abb.45 Verteilung von ^{134}Cs und ^{137}Cs in Sedimenten des Norwegischen Kontinentalhangs (obere Reihe: 1148, 1145, 1144) und auf dem Voering-Plateau (untere Reihe: 1184, 1107, 1197) ca. 1.5 Jahre nach dem Unfall in Tschernobyl (Poseidon Fahrt 142).

In Abb.34 ist die Lage der nachfolgend diskutierten Stationen am norwegischen Kontinentalrand dargestellt (vgl. die Stationsliste im Anhang); das bearbeitete Profil von 500m bis 1690m am nördlichen Rand des Voering-Plateaus umfaßt verschiedene Sedimenttypen von Grobsand an der flachsten Station (POS142:1144) bis zu hemipelagischen Silten auf dem Voering-Plateau. An der Darstellung der ^{134}Cs - und ^{137}Cs -Gehalte der Sedimente in Abb.45 fällt auf, daß an allen Stationen das Radiocaesium bereits nach ca. 1.5 Jahren in beträchtliche Tiefe gemischt worden ist und daß - mit Ausnahme vielleicht des Profils POS142:1184 - die Herausbildung einer bestimmten Mischungstiefe (noch) nicht zu erkennen ist. Eine Erklärung für beide Befunde könnte in der Zusammensetzung der benthischen Gemeinschaft liegen, die neben den an der Sedimentoberfläche tätigen, auch in erheblichem Umfang tief grabende Organismen umfassen müßte (ROMERO-WETZEL 1987a,b); ein wichtiger Grund für eine nicht erkennbar stärker durchwühlte

Tab.10 Sedimente des Norwegischen Kontinentalrandes, des Voering-Plateaus und der Norwegen-Grönlandsee: Radiocaesium-Inventare (zerfallskorrigiert auf das Datum der Probenahme bzw. des Unfalls, Verhältnis $^{134}\text{Cs}/^{137}\text{Cs}$ und tiefenkonstanter Mischungskoeffizient D_b (siehe Text))

STATION	^{137}Cs Probenahme --Bq m ⁻² --	^{134}Cs	^{137}Cs Am 26.4.86 --Bq m ⁻² --	^{134}Cs	$\frac{^{134}\text{Cs}}{^{137}\text{Cs}}$ (26.4.86)	D_b cm ² s ⁻¹
POS 142 1144	487.9	141.8	504.2	234.9	0.47	(7.4 10 ⁻⁸)
POS 142 1145	238.8	75.8	245.8	124.3	0.51	2.15 10 ⁻⁸
POS 142 1148	363.6	113.8	375.0	188.2	0.50	2.14 10 ⁻⁸
POS 142 1107	382.7	119.2	396.8	195.4	0.49	6.30 10 ⁻⁸
POS 142 1184	310.7	99.7	322.7	167.4	0.52	4.60 10 ⁻⁸
POS 142 1197	120.3	34.2	125.5	57.2	0.46	5.40 10 ⁻⁸
MET 7/3 444	151.5	29.4	160.6	63.7	0.40	2.88 10 ⁻⁹
MET 7/3 400	137.8	22.9	145.4	48.9	0.34	2.60 10 ⁻⁹
MET 7/3 399	36.2	10.1	38.2	21.5	0.56	1.74 10 ⁻⁹
MET 7/5 549	156.6	14.9	165.7	32.4	0.20	2.10 10 ⁻⁹
POS 142 1217	172.5	5.4	179.3	9.2	0.05	-

Deckschicht liegt aber auch darin, daß die Profile statistisch wohl noch nicht hinreichend "ausgereift" sind, d.h. daß in der Zeit seit dem Tracereintrag noch nicht ausreichend viele einzelne Mischungsereignisse stattgefunden haben, aus denen aufgebaut man sich den Mischungsprozeß erklären kann; z.B. ist das isolierte Auftreten der beiden Isotope bei 5-6cm in Kern POS142:1197 ein Einzelereignis, das auf die Anwesenheit tief grabender Organismen hinweist. Die ^{134}Cs zu ^{137}Cs Verhältnisse der Inventare (zerfallskorrigiert auf das Datum des Unfalls: Tab.10) liegen im Bereich von 0.5 und belegen, daß auch hier ^{137}Cs aus Ereignissen vor dem Unfall nicht von nennenswerter Bedeutung gewesen sein kann.

Ganz anders liegen die Verhältnisse bei den untersuchten Kernen aus dem Tiefseebecken-Bereich (Abb.46): neben der generell niedrigen Eindringtiefe des ^{134}Cs fällt - am deutlichsten bei den Kernen POS142:1217 und MET7/5:549 - die Aufhebung der Korrelation von ^{134}Cs und ^{137}Cs auf (die weder am Zählfehler noch an der Tatsache liegt, daß die Gehalte in Abb.46 nur auf das Probenahmedatum zerfallskorrigiert sind). Die $^{134}\text{Cs} : ^{137}\text{Cs}$ Verhältnisse der Inventare (Tab.10) liegen deutlich unter dem Tschernobyl-Verhältnis und zeigen, daß von Ost nach West zunehmend eine

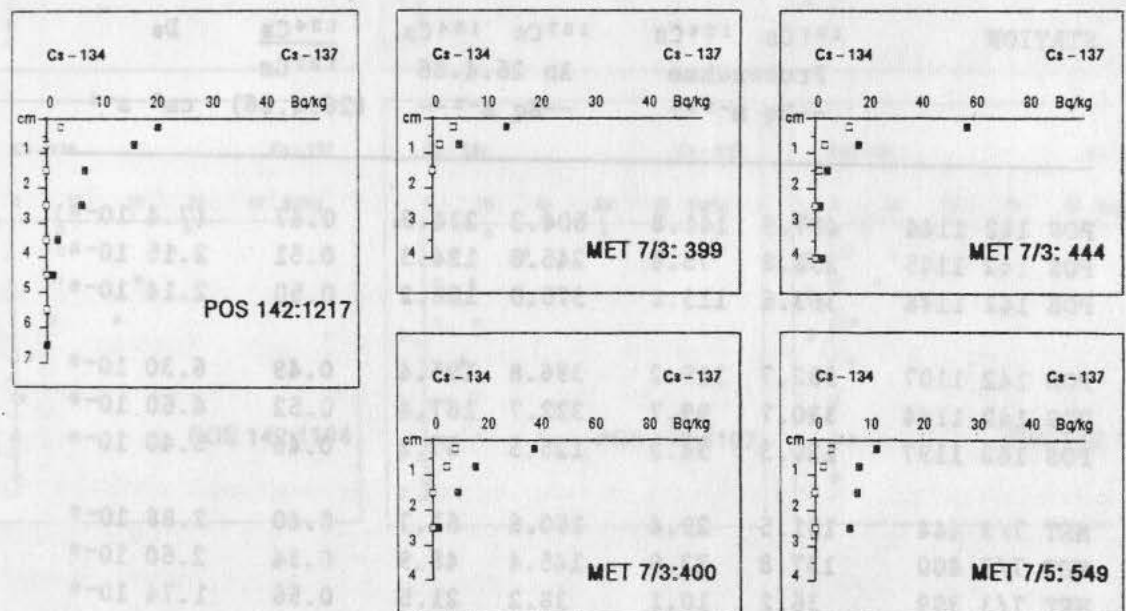


Abb.46 Verteilung von ^{134}Cs und ^{137}Cs in Sedimenten des Tiefseebecken-Bereiches der Norwegisch-Grönländischen See von den Expeditionen Poseidon Fahrt 142 bzw. Meteor Fahrt 7, die ca. 1.5 bzw. 2.25 Jahre nach dem Unfall in Tschernobyl stattfanden.

zusätzliche (ältere) Quelle für das ^{137}Cs in Betracht gezogen werden muß. Bereits in früheren Arbeiten (DORSEY and PETERSON 1976; CAMPBELL 1983) wurde gezeigt, daß der Arktische Ozean und der Ostgrönlandstrom eine - wenn nicht sogar die wesentliche - Quelle für die Zufuhr von ^{137}Cs (aus Atomwaffentests) für den Nordatlantik bilden. Auch HOLM et al. (1983) ermitteln beträchtliche Gehalte u.a. an ^{137}Cs im Meerwasser und im Sediment nordöstlich von Svalbard, erklären dies aber als Zufuhr aus den Wiederaufbereitungsanlagen in England und Frankreich. Da der Ostgrönlandstrom nördlich der Jan-Mayen-Bruchzone in einem Zweig nach Osten fließt, kann man davon ausgehen, daß in der Reihe der Kerne POS142:1217, MET7/3:400, MET7/5:549 und evtl. auch MET7/3:444 sich abnehmend der Einfluß des Ostgrönlandstromes geltend macht (Abb.47). Während also in dieser Reihe der Kerne (nach Osten blickend) der Einfluß von Radiocaesium aus Tschernobyl (erkennbar an den ^{134}Cs -Inventaren) zunimmt, erniedrigt sich gleichzeitig die Bedeutung desjenigen ^{137}Cs , das vermutlich mit dem Ostgrönlandstrom transportiert wurde; wenn man vom

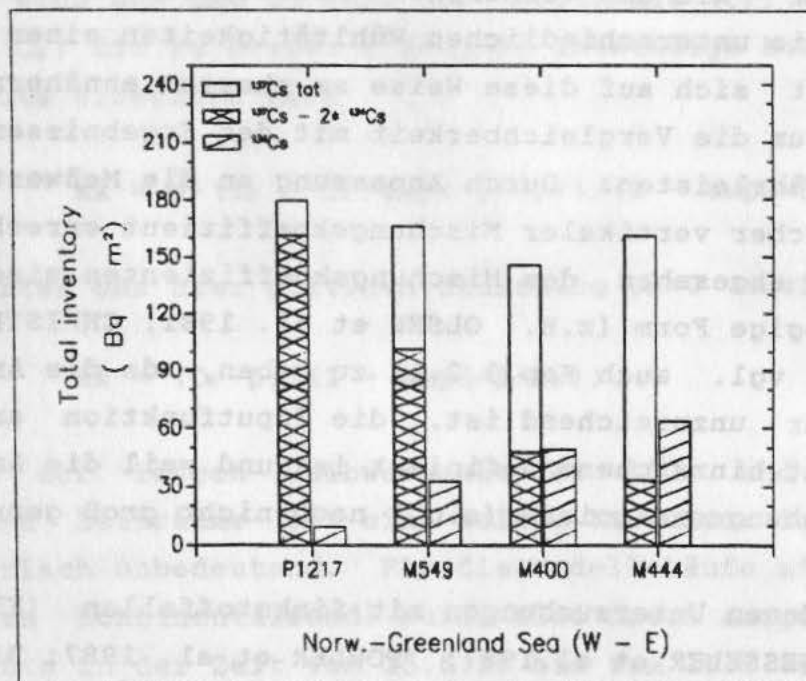


Abb.47 Inventare von ^{137}Cs und ^{134}Cs in Sedimenten des Tiefseebecken-Bereiches der Norwegisch-Grönländischen See geordnet in West-Ost-Richtung. In die Balken für ^{137}Cs (jeweils links) ist durch Schraffur der Anteil am Inventar eingezeichnet, der bereits vor dem Unfall in Tschernobyl vorhanden gewesen sein muß.

gemessenen ^{137}Cs -Inventar der 4 Kerne jeweils das verdoppelte ^{134}Cs -Inventar (Tschernobyl: $^{134}\text{Cs} : ^{137}\text{Cs} = 0.5$) abzieht, erhält man die vor Tschernobyl vorhandenen ^{137}Cs -Inventare.

Das angewandte Modell

Aus dem zuvor Gesagten ergibt sich, daß man den Mischungsvorgang an den Stationen des Kontinentalhanges zum Voering-Plateau an Hand der Einmischung von ^{137}Cs aus Tschernobyl in das Sediment verfolgen kann, da keine Quelle außer dieser für das Radiocaesium ausgemacht werden konnte. In den Sedimenten aus dem Tiefseebecken-Bereich hingegen (ebenso wie auch in der Kieler Bucht: siehe Kap.3.2.1) kann für die Simulierung des Mischungsprozesses nur das ^{134}Cs (mit erheblich größerem Zählfehler) herangezogen werden; auf Grund der kurzen Halbwertszeit müßte evtl. vorher vorhandenes ^{134}Cs (z.B. aus Atomwaffenversuchen) inzwischen bis auf nicht mehr meßbar kleine Mengen zerfallen sein.

Das Modell ist - wie das vorherige - diffusionsorientiert, zum einen, weil die unterschiedlichen Wühltätigkeiten einer Organismengemeinschaft sich auf diese Weise am ehesten annähern lassen, zum anderen, um die Vergleichbarkeit mit den Ergebnissen anderer Autoren zu gewährleisten. Durch Anpassung an die Meßwerte wurde ein einheitlicher vertikaler Mischungskoeffizient errechnet und es wurde davon abgesehen, dem Mischungskoeffizienten eine tiefen- oder zeitabhängige Form (z.B. OLSEN et al. 1981; CHRISTENSEN and BHUNIA 1986; vgl. auch Kap.3.2.1) zu geben, da die Anzahl der Meßwerte dafür unzureichend ist, die Inputfunktion an diesen Stationen nicht hinreichend definiert ist und weil die Anzahl der einzelnen Mischungsereignisse (s.o.) noch nicht groß genug ist.

Aus verschiedenen Untersuchungen mit Sinkstofffallen (KEMPE and NIES 1987; BUESSELER et al. 1987; FOWLER et al. 1987; BAUMANN et al. 1989) und den eigenen Ergebnissen aus Sedimenten des Voering-Plateaus läßt sich ableiten, daß ein Teil des Radiocaesiums aus Tschernobyl nach dem Eintrag ins Meer sehr schnell mit der sommerlichen, biogenen Sedimentation zum Meeresboden gelangte und daß anschließend keine wesentliche Zufuhr zum Boden mehr stattfand. Daher wurde für diese Studie angenommen, daß das gesamte

Radiocaesium (im Fall der Kontinentalrandsedimente), bzw. das gesamte ^{134}Cs (im Fall der Beckensedimente) in der Zeit vom 15.6.-15.9.1986 mit dem sommerlichen Sedimentationsschub dem Meeresboden gleichmäßig zugeführt wurde. Da es sich hier nicht um einen stabilen Tracer handelt, kann ein gleichmäßiger Input nicht ohne weiteres aus der Differenz der zerfallskorrigierten Inventare bei Beginn und Ende der Zufuhr berechnet werden. Vielmehr gilt für den Zeitraum der Zufuhr für die zeitliche Änderung der Gesamtmenge C am Boden als Folge der Rate des Inputs AR und des Zerfalls (mit der Zerfallskonstante β)

$$dC/dt = AR - \beta \cdot C .$$

Als Lösung ergibt sich für diese Differentialgleichung mit der Randbedingung

$$t=0 : C = C_0$$

$$C = AR/\beta + (C_0 - AR/\beta) \cdot \exp(-\beta \cdot t) .$$

Damit läßt sich aus dem am Ende der Inputphase (t_E) existierenden Inventar (C_E) die zu dessen Erzeugung notwendige konstante Rate AR des Inputs errechnen nach

$$AR = \beta \cdot (C_E - C_0 \cdot \exp(-\beta \cdot t_E)) / (1 - \exp(-\beta \cdot t_E)) ,$$

was sich unter der hier gültigen Bedingung $C_0=0$ vereinfacht zu

$$AR = (C_E \cdot \beta) / (1 - \exp(-\beta \cdot t_E)) .$$

Auf Grund der langen Halbwertszeit des ^{137}Cs und der kurzen betrachteten Zeiträume ist eine solche Korrektur im Falle des ^{137}Cs numerisch unbedeutend. Für die Modell-Läufe mit ^{137}Cs (am norwegischen Kontinentalrand) wurde also davon ausgegangen, daß die Sedimente in der Zeit vom 15.6.86 bis zum 15.9.86 einen Input mit konstanter Rate AR erfuhren, der beginnend mit dem 15.6.86 bis zum Probenahmetag in das Sediment eingemischt wurde.

Die Ergebnisse der Modell-Läufe mit einem Mischungskoeffizienten, der die kleinste quadratische Abweichung der Modell-Verteilung von den gemessenen Konzentrationen ergab, sind in Tab.10

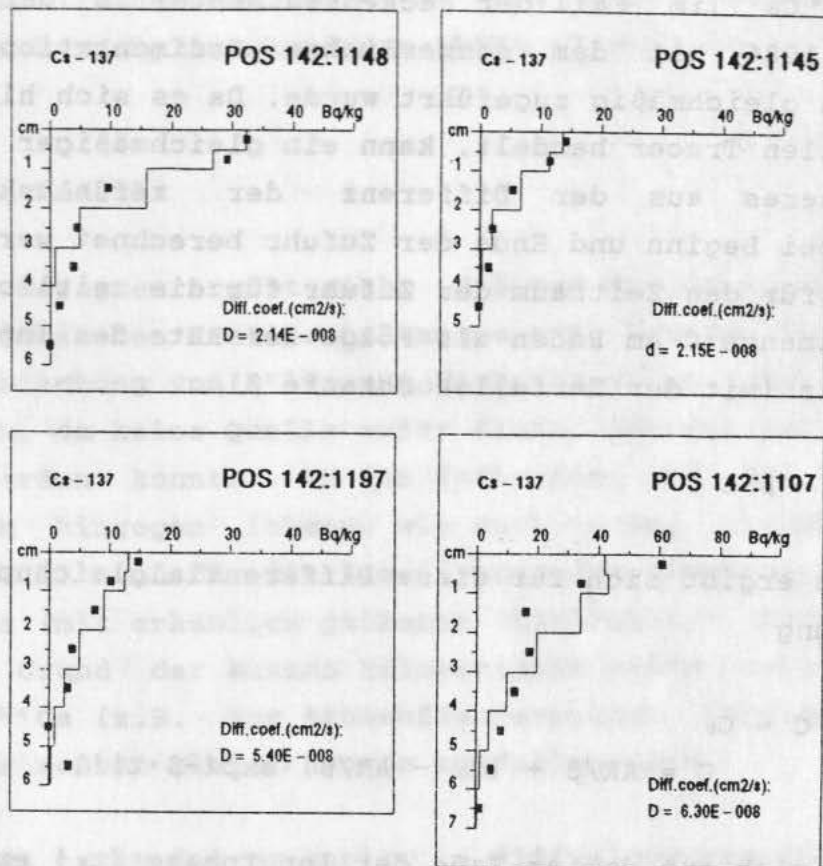


Abb.48 Gemessene (Vierecke) und modellierte Verteilung von ¹³⁷Cs in Sedimenten des Norwegischen Kontinentalhanges (obere Reihe: 1148, 1145) und auf dem Voering-Plateau (untere Reihe: 1197, 1107). Zur besseren Vergleichbarkeit wurden die Ergebnisse der quasi-diffusiven Modellierung für die jeweiligen Tiefenintervalle der Meßwerte zu einer Stufenkurve integriert. Unten rechts sind jeweils die Mischungskoeffizienten mit kleinster quadratischer Abweichung von den Meßwerten eingezeichnet.

aufgelistet und in Abb.48 und Abb.49 graphisch dargestellt (außer der Station POS142:1144, für die die Anpassung mit $D_B = 7.4 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ der Graphik in Abb.45 entspricht, aber nicht sehr aussagekräftig ist, da nur 2 breite Schichten untersucht werden konnten).

Die Mischungskoeffizienten am Kontinentalrand zum Voering-Plateau liegen im Bereich von $2.1 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ bis $6.3 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ und entsprechen der reichen Makrofauna-Besiedelung dieses Areals. Dabei ist kein Trend in der Höhe des Mischungskoeffizienten mit der Wassertiefe erkennbar: dies liegt zu einem wesentlichen Teil daran, daß zu wenige Stationen, bzw. solche bearbeitet worden

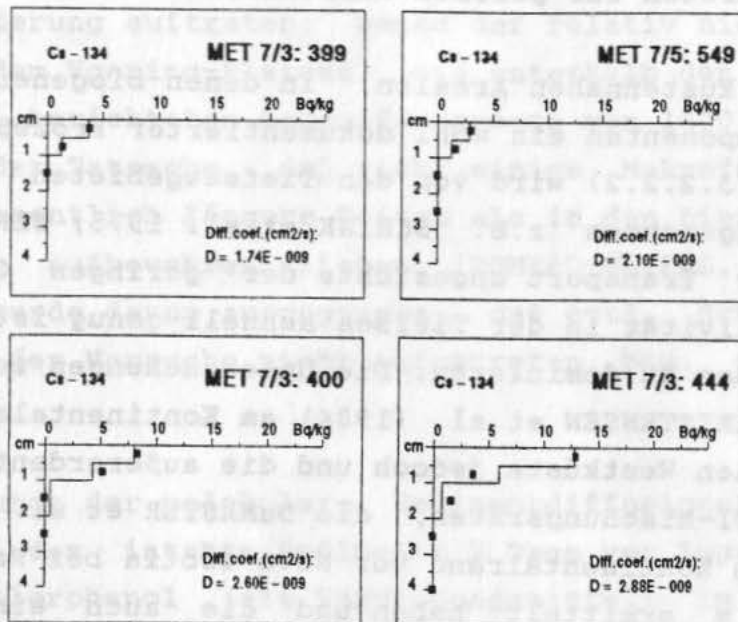


Abb.49 Gemessene (Vierecke) und modellierte Verteilung von ^{134}Cs in den Sedimenten des Tiefseebeckens-Bereiches der Norwegisch-Grönländischen See (Meteor Fahrt 7).

sind, die eine gewisse Sonderstellung einnehmen: so liegt die Station POS142:1107 auf einer Erhebung am Voering-Plateau, die sich durch ungewöhnlich hohe Holozän-Mächtigkeiten (J.RUMOHR, pers. Mitteilung) und durch eine speziell zusammengesetzte Organismen-Gemeinschaft mit hohen Individuenzahlen auszeichnet; die Station POS 142:1197 liegt am äußeren Rand des Voering-Plateaus ebenfalls in einem Gebiet relativ hoher Holozän-Mächtigkeiten (HENRICH 1986).

Für die Sedimente im Beckenbereich der Norwegisch-Grönländischen See ergeben sich Mischungskoeffizienten, die mit D_B von $1.7 \cdot 10^{-9}$ cm²·s⁻¹ bis $2.9 \cdot 10^{-9}$ cm²·s⁻¹ (Tab.10) um eine Größenordnung niedriger sind als auf dem Voering-Plateau und am Kontinentalrand. Die hier gefundene enge Variationsbreite für den Mischungskoeffizienten liegt im Mittelfeld der bei BERNER (1980) und COCHRAN (1985) zusammengestellten Ergebnisse für Tiefseesedimente. Die hier ermittelten Mischungsraten werden als wichtige Parameter für die Verteilung organischer Komponenten in oberflächensedimenten in den Modellen für den Abbau organischer Substanz weiterverwendet.

4.2.2 Transportraten für gelöste Substanzen

Im Gegensatz zu küstennahen Arealen, in denen biogener Transport von gelösten Komponenten ein wohl dokumentierter Prozeß ist (vgl. Kap.1.4.2 und 3.2.2.2) wird von den Tiefseegebieten des Weltmeeres häufig angenommen (z.B. SCHINK et al. 1975; BERNER 1980), daß molekularer Transport angesichts der geringen Organismendichte und -aktivität in der Tiefsee schnell genug ist, um das Austauschgeschehen zu dominieren. Die Untersuchungen zum Lösungstransport von CHRISTENSEN et al. (1984) am Kontinentalschelf der nordamerikanischen Westküste jedoch und die außerordentlich hohen biogenen Partikel-Mischungs-raten, die DeMASTER et al. (1985) im HEBBLE-Gebiet am Kontinentalrand vor Nova Scotia bei Wassertiefen von 4000-5000 m ermittelt haben und die auch eine gewisse Entsprechung in den Lösungstransport-raten haben sollten, lassen vermuten, daß bedeutender biogener Austausch von gelösten Komponenten auch in Tiefseesedimenten und vor allem hemipelagischen Sedimenten nicht von vornherein ausgeschlossen werden kann. Insbesondere durch Arbeiten jüngeren Datums (ROMERO-WETZEL 1987a,b; JENSEN 1988) ist bekannt, daß in den Sedimenten des norwegischen Kontinentalrandes und des Voering-Plateaus Organismen weit verbreitet sind, die weitläufige Röhren- und Gangsysteme anlegen und unterhalten. Zumindest für den Fall, daß diese Gangsysteme bewohnt sind, ließe sich ein meßbarer Beitrag des Benthos zum Lösungstransport erwarten.

Ein Schwerpunkt der hier vorgestellten Untersuchungen sollte auf der Analyse möglicher saisonaler Effekte liegen, da in der Norwegischen See ein relativ kurzzeitiges Sedimentationsereignis im Jahr den überwiegenden Teil frischen organischen Materials zum Meeresboden bringt (Abb.36) und davon ausgegangen wurde, daß die zur Bioturbation fähigen Organismen darauf mit besonderer Aktivität antworten würden. Besondere Austauschleistungen zu dieser Zeit könnten zudem die Widerspiegelung saisonal erhöhter Abbauprozesse in der Verteilung von Porenwasserkomponenten maskieren, denen ein anderer Aspekt dieser Untersuchungen galt.

Daher wurden in ähnlicher Weise, wie in Kap.3.2.2.2 geschildert, Sedimentkerne für Tracerexperimente bei 0°-1°C (nahe der in situ Temperatur von ca. -0.5°C) an Bord inkubiert. Bei der Inkubation

von Tiefseeorganismen unter Normaldruck können Schädigungen durch die Druckänderung auftreten; wegen der relativ niedrigen Wassertiefen auf dem Voering-Plateau, die unterhalb der von MENZIES et al. (1974) berichteten Lebendfanggrenze von 1500 m liegen, und auf Grund der Tatsache, daß sich einige Makrofauna-Organismen auch über wesentlich längere Zeiten als in den hier geschilderten Experimenten aufbewahren ließen (ROMERO-WETZEL, pers. Mitteilung), wurde davon ausgegangen, daß evtl. Schädigungen über die Dauer der Versuche nicht aufgetreten bzw. gering gewesen sind.

Zunächst wurde der molekulare Sedimentdiffusionskoeffizient (D_s) bestimmt, indem intakte Sedimente 2 Tage vor Zugabe des Tracers mit Pentachlorphenol (als Vergiftungsmittel) im überstehenden Wasser versetzt wurden. Die Ermittlung des Koeffizienten erfolgte - wie in Kap.4.2.1 beschrieben - mit einem numerischen Modell, das hier den Transport auf die wäßrige Phase beschränkt. Die in Abb.50 für 3 Sedimente von der "Zentralstation" auf dem Voering-Plateau dargestellten Ergebnisse zeigen durchweg eine ausgezeichnete Übereinstimmung von modelliertem Profil und der Verteilung

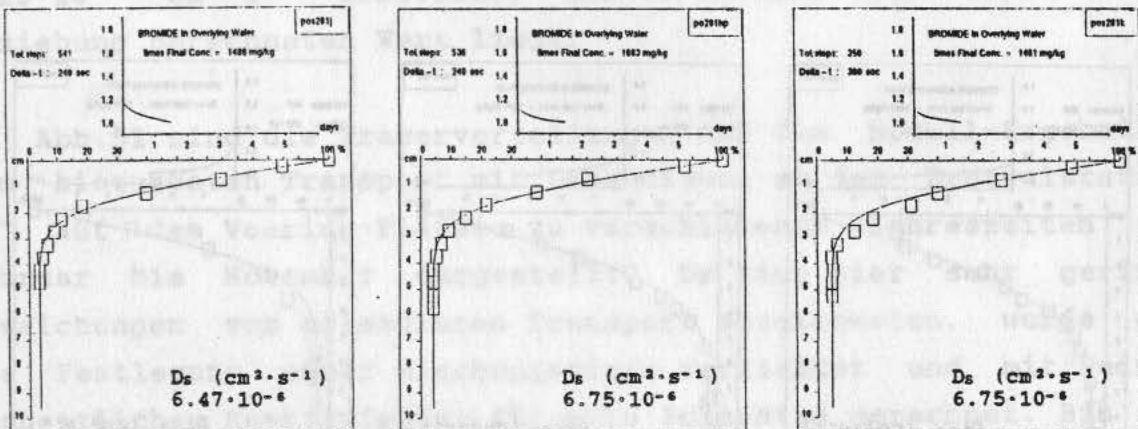


Abb.50 Zentralstation "Z" auf dem Voering-Plateau (Poseidon Fahrt 128, Sta. 281): Molekularer Transport eines gelösten Tracers in 3 Sedimente, die mit Pentachlorphenol zur Abtötung der Makrofauna behandelt wurden. Quasi-diffusiv modellierte Verteilung mit einem numerischen Modell; oben rechts: zeitliche Abnahme des Tracers im überstehenden Wasser.

der Meßwerte; der als Mittelwert erhaltene Koeffizient $D_s = 6.66 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ stimmt fast genau mit dem aus der Relation

$$D_s = \phi^2 \cdot D_0 \quad (\text{ULLMAN and ALLER 1982})$$

erhaltenen Wert von $6.79 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ überein, wenn der molekulare Koeffizient in freier Lösung (LI and GREGORY 1974) bei 0°C mit der mittleren Porosität in den obersten 4 cm von $\phi = 0.804$ korrigiert wird; die geringe Varianz zwischen den D_s -Einzelergebnissen spiegelt allerdings nicht die erzielbare Meßgenauigkeit wider, sondern ist als zufällig anzusehen (s.u.). Die gute Übereinstimmung von gemessenem und aus obiger Beziehung errechnetem Wert

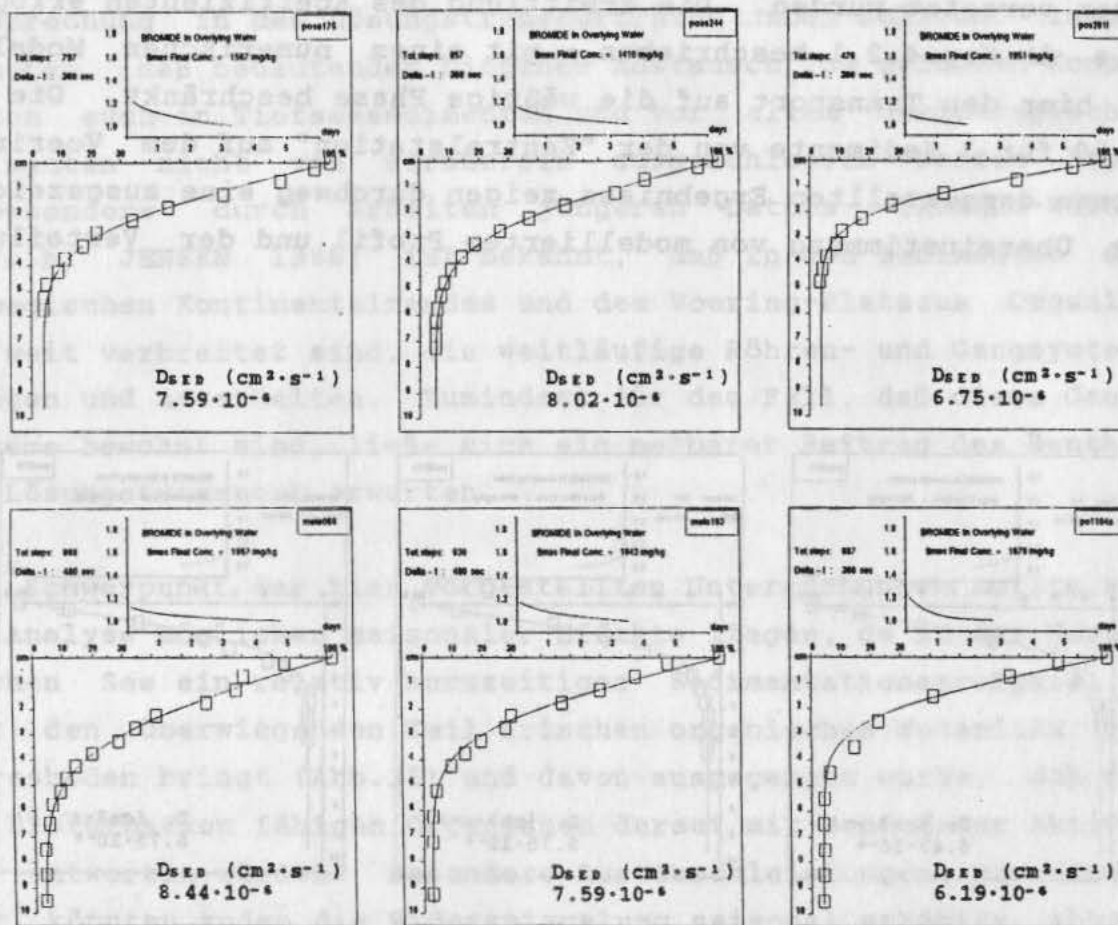


Abb.51 Zentralstation "Z" auf dem Voering-Plateau: Bioturbater Transport eines gelösten Tracers in Sedimente mit Lebendfauna; Experimente von verschiedenen Expeditionen, die in jahreszeitlicher Reihenfolge dargestellt sind (Poseidon Fahrt 137: Sta.175; Fahrt 128: Sta.244, 281 ; Meteor Fahrt 2: Sta. 066, 103; Poseidon Fahrt 142: Sta.1184).

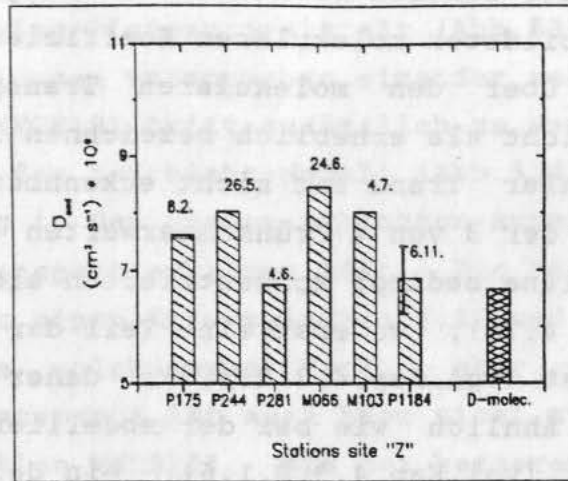


Abb.52: Zentralstation "Z" auf dem Voering-Plateau: "Effektive" Sedimentdiffusionskoeffizienten (D_{SED} in $10^{-6} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) zu verschiedenen Zeiten des Jahres (Datum über den Balken); bei P1184 Mittelwert aus 2 Messungen mit Bereich. Zum Vergleich rechts im Bild der molekulare Sedimentdiffusionskoeffizient nach Abtötung der Makrofauna (Mittelwert, $n=3$).

zeigt allerdings, daß zumindest in den hier bearbeiteten Sedimenten unbewohnte Gangstrukturen (ROMERO-WETZEL 1987a) keine meßbare Auswirkung auf den Austausch haben. An der "Hangstation" mit etwas niedrigerer mittlerer Porosität von $\phi = 0.736$ wurde für den molekularen Sedimentdiffusionskoeffizienten ein Einzelwert mit $6.19 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ermittelt, der um 8% über dem nach obiger Beziehung berechneten Wert liegt.

In Abb.51 sind die Tracerverteilungen und die Modell-Ergebnisse zum bioturbaten Transport mit Lebendfauna an der Zentralstation "Z" auf dem Voering-Plateau zu verschiedenen Jahreszeiten von Februar bis November dargestellt. Da sich hier sehr geringe Abweichungen vom molekularen Transport abzeichneten, wurde auf die Festlegung einer Mischungstiefe verzichtet und mit einem einheitlichen Koeffizienten für alle Schichten gerechnet. Bis auf sehr kleine Abweichungen ist die Anpassung generell gut. Die entsprechenden Koeffizienten mit kleinster quadratischer Abweichung von den Meßwerten aller Schichten sind in Abb.52 zusammengefaßt, aus der auch Tag und Monat (zwischen Juni 1985 und November 1986) der Probenahme zu entnehmen sind; für Station POS142:1184 ist der Mittelwert zweier Messungen nebst der Abweichung zu den Einzelwerten dargestellt. Alle ermittelten Werte -

bis auf einen von der Station POS142:1184 - liegen nur wenig über dem ebenfalls abgebildeten molekularen Koeffizienten, wobei sich die Erhöhungen über den molekularen Transport mit einem $K_{B10} = 0.93-1.27$ nicht als erheblich bezeichnen lassen. Auch ein deutlicher saisonaler Trend ist nicht erkennbar, wenn von der leichten Erhöhung der 3 von 4 Frühsommerwerten abgesehen wird. Durch Expeditionspläne bedingt konzentrierten sich die Ausfahrten im Frühsommer (bis 4.7.), wo erst ein Teil der Sedimentation am Boden angekommen ist (vgl.Kap.4.3.2.1.6); daher ist nicht auszuschließen, daß - ähnlich wie bei der modellierten Sauerstoffzehrung im Sediment (vgl.Kap.4.3.2.1.6) - ein deutlicheres Signal erst im späten Juli und August auftritt.

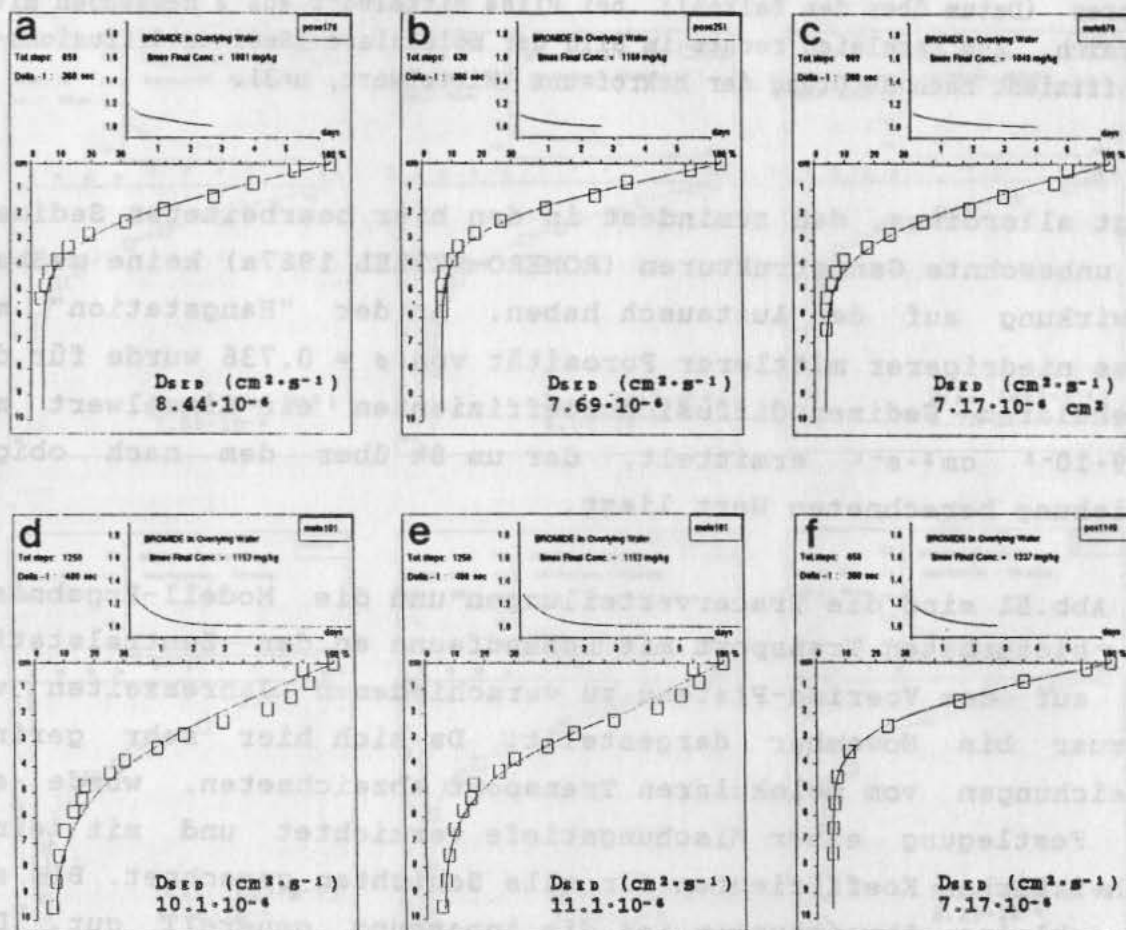


Abb.53 Zentralstation "H" am Norwegischen Kontinentalhang zum Voering-Plateau: Bioturbater Transport eines gelösten Tracers in Sedimente mit Lebendfauna; Experimente von verschiedenen Expeditionen, die in jahreszeitlicher Reihenfolge dargestellt sind (Poseidon Fahrt 137: Sta.176; Fahrt 128: Sta.251; Meteor Fahrt 2: Sta. 070, 101; Fahrt 142: Sta.1148). Für die Station METE101 wurde zusätzlich der Transport nach einem 2-Schichten-Modell berechnet (unten Mitte).

Ähnliche Verhältnisse wurden auch für die Station "H" am Kontinentalhang zum Voering-Plateau ermittelt (Abb.53): gemessene und modellierte Verteilungen entsprechen einander recht gut mit einer Ausnahme; in Kern METE101 tritt zusätzlich zu dem hohen Sedimentkoeffizienten aus dem 1-Schicht-Modell (Abb.53d) eine deutlich positive Abweichung in den oberen Schichten zutage, die sich nur durch biogenen Transport erklären läßt. Die berechneten Koeffizienten liegen mit einem K_{B10} zwischen 1.16 und 1.63 zwar über dem entsprechenden molekularen Wert, aber eine dramatische Steigerung des Transports ist auch hier nicht zu erkennen - mit Ausnahme von Station METE101, die bei besserer Anpassung der oberen Horizonte mit dem 2-Schichten-Modell (Abb.53e) ein K_{B10} von 2.7 liefert. Ein evtl. saisonaler Effekt könnte auch hier allenfalls im Spätsommer auftreten (Abb.54).

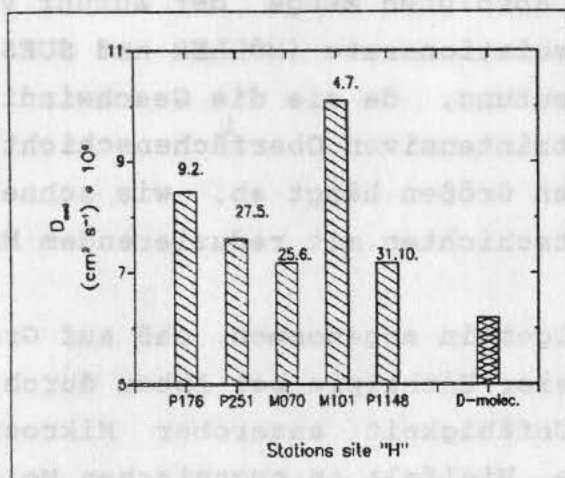


Abb.54 Zentralstation "H" am Kontinentalhang zum Voering-Plateau: "Effektive" Sedimentdiffusionskoeffizienten (D_{SED} in $10^{-6} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) zu verschiedenen Zeiten des Jahres (Datum über den Balken). Zum Vergleich rechts im Bild der molekulare Sedimentdiffusionskoeffizient nach Abtötung der Makrofauna.

4.3 Abbau organischer Substanz

Obwohl im offenen Ozean nur ein kleiner Teil des in der euphotischen Zone primär produzierten Kohlenstoffs die Deckschicht verläßt und davon wiederum nur ein gewisser Anteil den Meeresboden erreicht (SUESS 1980), ist diese Zufuhr doch die treibende Kraft für alle dort ablaufenden biologischen Prozesse und auch für die Rückführung von gelösten Abbauprodukten; ferner beeinflusst die Zufuhr auch die Erhaltungsfähigkeit gewisser labiler Komponenten (z.B. CaCO_3 : EMERSON and BENDER 1981) und die Mobilisierung einiger Metalle (KLINKHAMMER 1980). Durch Vergleiche von Zufuhr und Akkumulation und durch benthische Respirationmessungen in zahlreichen Meeresgebieten kann als gesichert gelten, daß der überwiegende Anteil des organischen Inputs zur Sedimentoberfläche bereits in den obersten Schichten abgebaut wird (HINGA et al. 1979; ROWE and GARDNER 1979; SMITH and HINGA 1983; u.v.a.). Für die Höhe des benthischen Umsatzes und die Erhaltung bzw. Akkumulation von C_{org} in tieferen Sedimentschichten ist neben der absoluten Menge der Zufuhr von C_{org} auch die Gesamtsedimentakkumulationsrate (MÜLLER and SUESS 1979; MÜLLER et al. 1983) von Bedeutung, da sie die Geschwindigkeit regelt, mit der C_{org} der umsatzintensiven Oberflächenschicht entzogen wird; von beiden genannten Größen hängt ab, wie schnell die organische Materie in Sedimentschichten mit reduzierendem Milieu gelangt.

Es wurde bisher allgemein angenommen, daß auf Grund des reduzierten Gewinns an freier Enthalpie bei Abbau durch Sulfatreduktion und wegen der Unfähigkeit anaerober Mikroorganismen-Gemeinschaften, dieselbe Vielfalt an organischen Molekülen abzubauen wie aerobe Mikroorganismen, das anoxische Milieu sich durch niedrigere Abbauraten auszeichnet (s. z.B. den Vergleich bei MÜLLER and MANGINI 1980). Jüngste Untersuchungen (Zusammenstellung bei CANFIELD 1989) legen aber den Schluß nahe, daß die Differenz in der Abbaueffizienz zwischen oxischem und anoxischem Abbau nicht so bedeutend ist; jedoch können auch kleine Unterschiede in der Effizienz des Abbaus zu großen Unterschieden in der Erhaltung bzw. Konzentration von C_{org} führen (CANFIELD 1989). Eine alternative Sicht für die Erhaltungsfähigkeit von C_{org} wurde von EMERSON (1985) vorgestellt, der neben dem C_{org} -Fluß zum Boden in der Sauerstoff-Konzentration des Bodenwassers und in der

Partikelmischungsrate die steuernden Faktoren für die "Konser-
vierung" von C_{org} durch Übertritt in anoxisches Milieu erblickt.

Wegen der großen Bedeutung des C_{org} -Abbaus, u.a. für die
Rekonstruktion vergangener klimatischer Verhältnisse (MÜLLER and
SUESS 1979; MÜLLER et al. 1983; SARNTHEIN et al. 1988), wird im
folgenden mit Hilfe verschiedener methodischer Ansätze versucht,
für die Sedimente der Norwegisch-Grönländischen See und des
Arktischen Ozeans die Raten des C_{org} -Abbaus durch verschiedene
Oxidationsmittel zu bestimmen.

4.3.1 Abbauraten aus der Verteilung organischer Materie

Ein naheliegender Weg, um den Umsatz von organischer Materie nahe der Sediment/Wasser-Grenzfläche in Gebieten des offenen Ozeans einzuschätzen, ist die Untersuchung von Änderungen in der Tiefen-Verteilung der organische Materie selbst (STEVENSON and CHENG 1972; MÜLLER 1975; MÜLLER and MANGINI 1980; GRUNDMANIS and MURRAY 1982; EMERSON et al. 1985). Daneben ist die Ermittlung der Geschwindigkeitskonstanten für den Abbau der organischen Komponenten und die Bildung von Verhältnissen aus ihnen ein geeigneter Weg, um präferentiellen Abbau bzw. eine Fraktionierung der organischen Substanz zu erkennen und um die tatsächlichen Elementverhältnisse beim Abbau als Ausgangspunkt für die Modellierung von gelösten Oxidationsmitteln und Abbauprodukten im Porenwasser zu erhalten.

Modelle zur Verteilung von C_{org}

Üblicherweise nehmen die Konzentrationen von organischem Kohlenstoff und Stickstoff mit der Tiefe ab, bis ein mehr oder weniger konstanter und niedriger Hintergrundwert erreicht ist. Für das Verhältnis beider Komponenten zueinander sind mehrere z.T. gegenläufige Tendenzen von Bedeutung: zum einen besteht nach dem Absterben des Organismus eine Tendenz zur Erhöhung des C/N-Verhältnisses auf Grund des bevorzugten Abbaus N-haltiger Komponenten (RITTENBERG et al. 1955, SUESS and MÜLLER 1980, BALZER 1984); andererseits kann das C/N-Verhältnis der organischen Substanz am Meeresboden durch benthische Organismen überprägt werden (RICE 1982); schließlich sind niedrige Verhältnisse von organischem Kohlenstoff zu Gesamtstickstoff (N_{tot}) charakteristisch für Tiefseesedimente, da invariante Gehalte von (an Tone) fixiertem Stickstoff (N_{fix}) zunehmend Bedeutung gegenüber organischem Stickstoff gewinnen (MÜLLER 1977, MÜLLER and MANGINI 1980). In Sedimenten wenig produktiver Pazifik-Gebiete fand MÜLLER (1977) interessanterweise, daß das C/N-Verhältnis nach erfolgter Korrektur für fixiertes Ammonium und sorbierte organische Substanz wieder nahe am originalen Redfield-Verhältnis von $C/N=6.6$ lag (atomar, wie überall in der vorliegenden Arbeit) und dementsprechend keinen präferentiellen N-Abbau signalisierte.

Die Modelle zur sedimentären Verteilung von C_{org} im Verlauf aeroben Abbaus basieren auf einer Balance einer Zerfallsreaktion erster Ordnung und der Akkumulation (z.B. MÜLLER and MANGINI 1980) bzw. der bioturbaten Einmischung von C_{org} ins Sediment (GRUNDMANIS and MURRAY 1982). Beim organischen Gesamt-Kohlenstoff (C_{org}^T) muß unterschieden werden zwischen einem abbaubaren Teil - dem Gegenstand des Modells und im folgenden C_{org} genannt - und dem als nicht abbaubar angesehenen Anteil C_{org}^{NA} , der mit der obigen konstanten Hintergrundkonzentration im Gesamt- C_{org} identifiziert wird; dabei soll nichts über die Genese dieser "nicht" abbaubaren Komponente präjudiziert werden (ob diese schon bei Entstehung des Primärproduktes, bei der heterotrophen Verarbeitung in der Nahrungskette oder bei Umbaureaktionen im Sediment gebildet wurde), sondern nur ausgesagt werden, daß es sich - auf der hier relevanten Tiefen- und Zeitskala - um einen konstanten, nicht weiter mit der Konsumption von Oxidationsmitteln verbundenen Anteil handelt:

$$C_{org}^T = C_{org} + C_{org}^{NA}.$$

Unter der Annahme von "steady state" Bedingungen, nicht ins Gewicht fallender Änderungen der Porosität und einer Abbau-Kinetik 1.Ordnung für den in seiner Zusammensetzung als einheitlich angesehenen organischen Kohlenstoff (C_{org}) kann dessen Verteilung durch folgende Gleichung (BERNER 1980) beschrieben werden (analoges gilt auch für andere im Sediment konsumierte Komponenten):

$$D_b \cdot \frac{\partial^2 [C_{org}]}{\partial z^2} - \omega \frac{\partial [C_{org}]}{\partial z} + R_c = 0$$

$$\text{mit } R_c = -k_c \cdot [C_{org}]$$

wobei D_b den benthischen Mischungskoeffizienten, k_c die Geschwindigkeitskonstante 1.Ordnung für die Oxidation der oxidierbaren organischen Materie und ω die Akkumulationsrate darstellen. Dabei muß bedacht werden, daß sich die Einheiten für die Konzentration sowie die Akkumulations- und Reaktionsrate (R_c) auf eine

identische Referenz beziehen, wobei es drei Möglichkeiten gibt: Bezug auf das feste Sediment, da C_{org} -Konzentrationen i.a. in Trockengewichtseinheiten angegeben werden; zweitens, um die Vergleichbarkeit mit Raten aus Porenwassermodellierungen zu gewährleisten: Bezug auf das Einheitsvolumen Porenwasser; drittens - auch aus dem zuvor genannten Grund - Bezug auf das Gesamtvolumen feuchten Sediments. Gegebenenfalls müssen die Konzentrationen mit einem Faktor auf das jeweilige Bezugssystem umgerechnet werden: bei den Konzentrationsangaben für feste Substanzen in dieser Arbeit ($\mu\text{mol/g}$ trockenen Sedimentes) und Bezug auf das Gesamtvolumen feuchten Sediments lautet der Umrechnungsfaktor: $F = (1-\phi) \cdot \rho$, wobei ϕ die Porosität und ρ die Dichte angeben.

Die Lösung dieser Gleichung für die Randbedingungen

$$z = 0 : [C_{org}] = [C_{org}]_0$$

$$z \rightarrow \infty : [C_{org}] \rightarrow 0$$

lautet (BERNER 1980)

$$[C_{org}] = [C_{org}]_0 \cdot \exp\left(\left[\frac{\omega - (\omega^2 + 4k_c \cdot D_b)^{\frac{1}{2}}}{2D_b}\right] \cdot z\right)$$

Wenn die gemessene Verteilung von C_{org} im Sediment durch eine Exponentialkurve mit der Form

$$[C_{org}] = [C_{org}]_0 \cdot \exp(-\alpha_c \cdot z)$$

dargestellt werden kann, läßt sich der präexponentielle Faktor in der analytischen Lösung mit der Größe α_c aus der Anpassung identifizieren. Bei der numerischen Anpassung der Exponentialfunktion an die Meßdaten werden i.a. $C_{org}|_0$, α_c und C_{org}^{NA} als Variablen behandelt und gleichzeitig nach der Methode der kleinsten quadratischen Abweichungen ermittelt.

Bei der Auswertung des präexponentiellen Faktors für die Bestimmung der Geschwindigkeitskonstante und im Anschluß daran einer integrierten Abbaurate für ein bestimmtes Sedimentintervall können 2 Extremfälle bei Tiefseesedimenten unterschieden werden:

a) Es wird angenommen, daß die benthische Mischungsrate D_b im Vergleich zur Akkumulationsrate keinen bestimmenden Einfluß auf die vertikale Verteilung von C_{org} nimmt. Dieser Ansatz erscheint gerechtfertigt, wenn sich aus der C_{org} -Verteilung im Sediment ergibt, daß die Abbauleistung hauptsächlich weit unterhalb der Sedimentoberfläche geschieht, wo mit Bioturbation nicht mehr zu rechnen ist, oder wenn in Sedimenten gearbeitet wird, in denen auf Grund anoxischer Verhältnisse oder äußerst geringer C_{org} -Zufuhr Bioturbation als nicht ins Gewicht fallende Größe angesehen werden kann. Für die Geschwindigkeitskonstante ergibt sich dann nur noch eine Abhängigkeit von der Akkumulationsrate in der Form: $k_c = \alpha_c \cdot \omega$.

Bei einer solchen Vernachlässigung benthischer Mischungsprozesse und bei Umrechnung der Tiefenskala in eine Zeitskala auf der Basis von gemessenen Akkumulationsraten erhalten MÜLLER und MANGINI (1980) in einem pazifischen Gebiet mit sehr niedriger organischer Produktivität in der ozeanischen Deckschicht für die abbaubare Fraktion Zerfallskonstanten im Bereich von $3.2 \cdot 10^{-6} \text{ a}^{-1}$ bis $27.5 \cdot 10^{-6} \text{ a}^{-1}$, denen Halbwertzeiten von 220000 bis 25000 Jahren entsprechen.

b) Im anderen Extremfall geht man davon aus, daß in Tiefseesedimenten mit Akkumulationsraten von wenigen cm pro 1000 Jahre (k_a) und Mischungsraten $D_b > 6 \cdot 10^{-10} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ die Bedeutung der Partikel-Mischungsrate (vgl. Kap. 4.2.1) gegenüber der Akkumulationsrate entscheidend ist; dies ist an die Bedingung geknüpft

$$4k_c \cdot D_b \gg \omega^2.$$

In diesem Grenzfall wertet man nur den Ausdruck

$$\alpha_c = (k_c / D_b)^{1/2}$$

aus und erhält dann für die Geschwindigkeitskonstante eine reine Abhängigkeit von der benthischen Mischungsrate: $k_c = D_b \cdot \alpha_c^2$. Unter Verwendung einer einheitlichen Mischungsrate von $100 \text{ cm}^2/\text{ka}$ bestimmen GRUNDMANIS und MURRAY (1982) in Sedimenten des Pazifik Abbaukoeffizienten (1. Ordnung) für die obersten 10 cm, in denen die größte Abnahme von C_{org} stattfindet, im Bereich von $0.46 \cdot 10^{-3} \text{ a}^{-1}$ bis $7.8 \cdot 10^{-3} \text{ a}^{-1}$, wobei der Mittelwert einer Halbwertzeit von ca. 250 Jahren entspricht.

Der Unterschied zwischen den genannten Untersuchungen liegt wohl vor allem darin (GRUNDMANIS and MURRAY 1982), daß MÜLLER and MANGINI (1980) ihre Abbaurate für einen Tiefenbereich von mehreren Metern ermitteln und damit die Geschwindigkeitskonstante sich hauptsächlich auf die bereits schwerer abbaubaren C_{org} -Komponenten unterhalb der bioturbaten Zone bezieht.

Bei den hier untersuchten Sedimenten aus der Norwegischen See und dem Arktischen Ozean werden - insoweit, wie Mischungs- und Akkumulationsraten bekannt oder abschätzbar sind - die Geschwindigkeitskonstanten zu Vergleichszwecken für beide oben genannten Terme dargestellt. Unter Verwendung der Summe aus beiden Termen für k_c wurde eine integrierte Abbaurate ($I-R_c$; analog auch für N_{tot} , N_{org} und P_{org}) im hier untersuchten Tiefenbereich von der Oberfläche bis zur Tiefe $z_E=30$ cm berechnet nach

$$I-R_c = \int_{z=0}^{z=z_E} R dz = \frac{k_c}{\alpha_c} \cdot ([C_{org}]_0 - [C_{org}]^{NA}) \cdot [1 - \exp(-\alpha_c \cdot z_E)].$$

Während C_{org} mit dem in dieser Arbeit verwendeten CHN-Analysator (bei richtiger Abtrennung von $CaCO_3$ und Vermeidung von evtl. Verlusten von DOC im Verlauf des Analysengangs: WELIKY et al. 1983) unmittelbar erhalten wird, können die gemessenen Gesamtstickstoffgehalte nicht ohne weiteres mit N_{org} identifiziert werden, da zusätzliche Gehalte an austauschbarem und fixiertem Stickstoff (N_{fix}) mitbestimmt werden und zu hohe N_{org} -Konzentrationen vortäuschen (MÜLLER 1977). Während die erstgenannte anorganische N-Fraktion in den Sedimenten der Norwegisch-Grönländischen See prozentual eine vernachlässigbare Rolle spielt, könnte der vor allem in den Zwischenschichten von Illiten auftretende fixierte Stickstoff bei Nicht-Berücksichtigung die N_{org} -Gehalte erheblich verfälschen.

Bei den hier intendierten Ratenbestimmungen könnte von zusätzlicher Bedeutung sein, daß im genannten Arbeitsgebiet auftretende Lithofazies-Unterschiede (HENRICH 1986) mit erheblichen Änderungen in den Gehalten an fixiertem Stickstoff einhergehen (MÜLLER and MANGINI 1980) und die über ein bestimmtes Sedimentintervall modellierte Abbaurate verfälschen können. Daher wurde

für einige, wichtige Kerne in den einzelnen Untersuchungsgebieten der fixierte Stickstoff der einzelnen Schichten ermittelt und in Abzug gebracht. Eine weitere Komplikation - wenn auch nicht für die organischen C/N-Verhältnisse - ergibt sich für die Ratenbestimmung aus dem Umstand, daß in der Norwegisch-Grönländischen See auch in relativ kurzen geologischen Zeiträumen drastische Änderungen der Karbonat-Gehalte in den obersten Sediment-Dezimetern auftreten können (HENRICH 1986; BALZER, unveröff.). Die Geschwindigkeitskonstanten aus der Verteilung der organischen Komponenten auf karbonatfreier Basis zu ermitteln, erfordert eine konstante, nicht-karbonatische Sedimentzufuhr, die ebenfalls in der Norwegisch-Grönländischen See nicht gegeben ist; zudem ist nicht geklärt, inwieweit die Karbonate primär mit wechselnden Raten zugeführt wurden und inwieweit sie nach der Ablagerung direkt an der Sediment/Wasser-Grenzfläche oder erst später in tieferen Sedimentschichten gelöst wurden; daraus ergäben sich unterschiedliche Bezüge zur Verteilung der Abbauprodukte im Porenwasser. Um die daraus resultierende Unsicherheit abzuschätzen, wurden für 2 Kerne vom Voering-Plateau und einen Kern aus dem Becken-Bereich (M2:114), der sich durch maximale Unterschiede im CaCO_3 -Gehalt (ca. 50%) zwischen Oberfläche und der 30 cm Sedimenttiefe auszeichnet, die gemessenen C_{org} -Gehalte aller Tiefen auf die Karbonatgehalte der Oberflächenschicht normiert und hinsichtlich der exponentiellen Anpassung mit den Ergebnissen aus unkorrigierter Verteilung verglichen. Dabei ergaben sich im ungünstigsten Fall für die Geschwindigkeitskonstanten Differenzen bis zu 40%; für die integrierte Abbaurate lagen die Unterschiede jedoch unter 20%, so daß im folgenden mit den Original-Verteilungen auf unkorrigierter Gewichtsbasis gerechnet wurde. Insgesamt liegt die Unsicherheit der Berechnungen, die sich ja auf zahlreiche schwer zugängliche Parameter - wie z.B. die sog. lineare Sedimentationsrate - stützen müssen, in ähnlicher Höhe.

4.3.1.1 Voering-Plateau

Für verschiedene Kerne des Voering-Plateaus sind in Abb.55 die vertikalen Verteilungen von C_{org} , N_{tot} und N_{org} dargestellt. Bei der Auswahl wurde besonderes Gewicht gelegt auf die Zentral-Station "Z" im Zentrum des Voering-Plateaus (bei $67^{\circ}39.5$ N, 05°

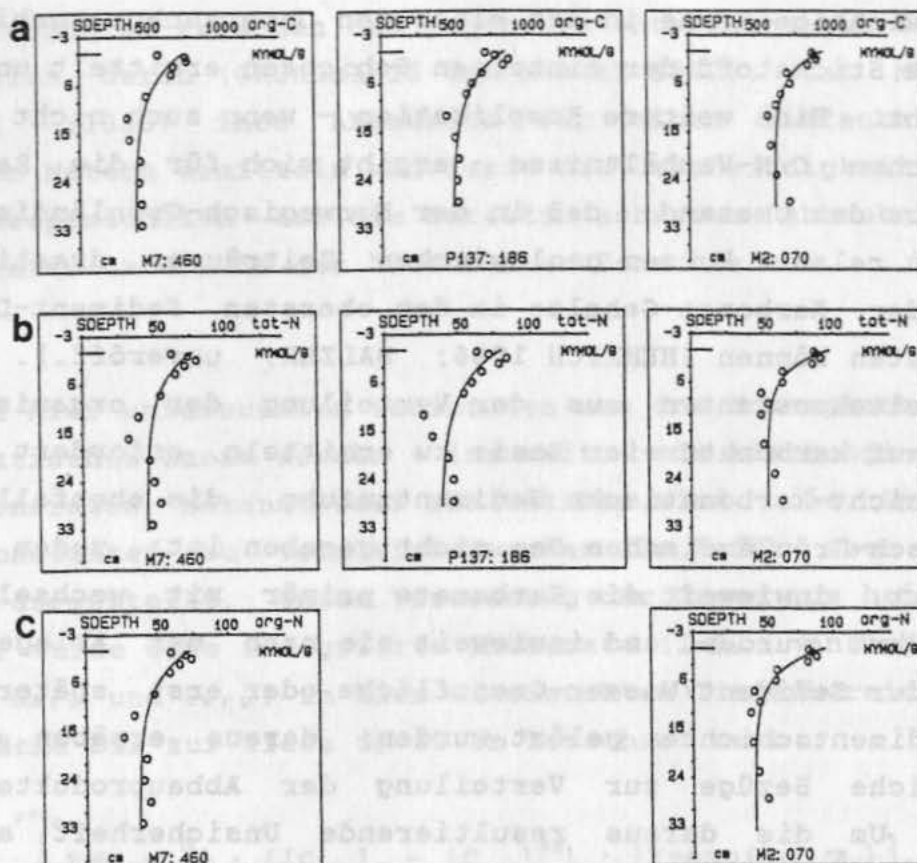


Abb.55 Typische Verteilung von C_{org} (Reihe a), N_{tot} (Reihe b) und N_{org} (Reihe c) in Sedimenten des Voering-Plateaus, wobei die Kerne M7:460 und P137:186 von der Station "Z" und der Kern M2:070 von der Station "H" stammen (v.l.n.r.). Eingezeichnet sind jeweils exponentielle Anpassungen an die Daten (s.Text).

47.5 E mit den Kernen: P137:186 und M7:460) sowie auf die Hangstation ("H" bei ca. $67^{\circ} 00' N$ und $07^{\circ} 46' E$ mit dem Kern: M2:070 und ferner dem Kern P137:176 in Tab.11a,b), da von diesen Orten auch benthische Mischungsraten für Partikel existieren (Kap.4.2.1). Alle dargestellten C_{org} -, N_{tot} - und N_{org} -Profile zeigen eine deutliche Abnahme mit der Sedimenttiefe, wobei zumeist schon im obersten Dezimeter der mehr oder weniger konstante Hintergrundwert erreicht wird. Für die ungewöhnliche Zunahme im obersten Zentimeter beider Kerne der Station "Z" (M7:460 und P137:186) sind nicht die erwähnten Variationen im Karbonatgehalt verantwortlich; vielmehr kommen dafür nur natürliche Schwankungen in der Zufuhr durch Sedimentation in Frage. Zusätzlich zu den organischen Kohlenstoff- und Stickstoff-Komponenten sind in Abb.56 (obere Reihe) 3 Profile vom Voering-Plateau

Tab.11a Abbauraten von C_{org} aus der Verteilung im Sediment (exponentielle Anpassung). Geschwindigkeitskonstanten und integrierte Raten ($I-R_c$ von 0-30 cm) unter folgenden Annahmen für die Sedimentakkumulationsrate (w) und die Mischungsrate (D_B) (siehe Text):

Voering-Plateau ($w = 2.2 \text{ cm}\cdot\text{ka}^{-1}$; $D_B = 2.0\cdot 10^{-8} \text{ cm}^2\cdot\text{s}^{-1}$);
(nur bei PS03:200 $w = 4 \text{ cm}\cdot\text{ka}^{-1}$);
Norweg.-Grönl. See ($w = 2.0 \text{ cm}\cdot\text{ka}^{-1}$; $D_B = 2.3\cdot 10^{-9} \text{ cm}^2\cdot\text{s}^{-1}$);
Arktischer Ozean ($w = 1.0 \text{ cm}\cdot\text{ka}^{-1}$; $D_B = 0$);
(nur bei A4/3:296: $w = 2.2 \text{ cm}\cdot\text{ka}^{-1}$;
 $D_B = 2.0\cdot 10^{-8} \text{ cm}^2\cdot\text{s}^{-1}$)

Station	C_o $\mu\text{mol}\cdot\text{g}^{-1}$	C_s $\mu\text{mol}\cdot\text{g}^{-1}$	α cm^{-1}	$k=D_B\cdot\alpha^2$ $\cdot 10^{-11} \text{ s}^{-1}$	$k=w\cdot\alpha$ $\cdot 10^{-11} \text{ s}^{-1}$	k_c $\cdot 10^{-11} \text{ s}^{-1}$	$I-R_c$ (0-30cm) $\mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$
<u>Voering-Plateau</u>							
M7/3:460	724	390	0.1500	45.1	1.04	46.1	17.0
P137:186	833	484	0.1416	40.1	0.99	41.1	16.3
P137:176	735	444	0.2783	154.9	1.94	156.8	26.8
M2/1:070	943	606	0.2399	115.1	1.67	116.7	26.8
P128:258	727	433	0.0699	9.8	0.48	10.2	6.2
PS03:200	1076	583	0.1760	61.9	1.23	63.1	28.8
<u>Norweg.-Grönl. See</u>							
M7/3:437	1044	245	0.0305	0.21	0.19	0.41	1.04
M7/3:439	974	588	0.0768	1.36	0.48	1.84	1.36
P142:1217	859	470	0.1672	6.43	1.05	7.48	2.83
M7/3:444	1020	514	0.0771	1.37	0.49	1.85	1.79
M2/1:078	1090	505	0.1341	4.14	0.85	4.98	3.49
M2/2:114	652	189	0.2632	15.9	1.66	17.59	5.07
M7/3:446	933	407	0.1728	6.87	1.09	7.96	3.94
<u>Arktischer Ozean</u>							
A4/3:296	1438	840	0.2134	91.1	1.49	92.6	42.4
A4/3:358	891	423	0.3379	0	1.05	1.05	0.238
A4/3:371	651	180	0.1728	0	0.55	0.55	0.244

für die Verteilung von organischem Phosphor (P_{org}) im Sediment dargestellt, die auf Grund des analytischen Verfahrens (Differenz zwischen Gesamt- und anorganischem Phosphor) eine größere Schwankungsbreite als die zuvor genannten Komponenten aufweisen.

Tab.11b Abbauraten von N_{tot} und N_{org} aus der Verteilung im Sediment (exponentielle Anpassung). Geschwindigkeitskonstanten und integrierte Raten ($I-R_N$) unter Annahmen für die Sedimentakkumulationsrate (w) und die Mischungsrate (D_B) wie in Tab.11a. Bei Kernen, in denen N_{fix} gemessen wurde, gibt die jeweils erste Reihe die Anpassung für N_{tot} und die zweite Reihe die Anpassung für N_{org} an.

Station	C_0 $\mu\text{mol}\cdot\text{g}^{-1}$	C $\mu\text{mol}\cdot\text{g}^{-1}$	α cm^{-1}	$k=D_B\cdot\alpha^2$ $\cdot 10^{-11} \text{ s}^{-1}$	$k=w\cdot\alpha$ $\cdot 10^{-11} \text{ s}^{-1}$	k_N $\cdot 10^{-11} \text{ s}^{-1}$	$I-R_N (0-30\text{cm})$ $\mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$
<u>Voering-Plateau</u>							
M7/3:460	76.3	45.1	0.1658	55.0	1.05	56.1	1.72
	72.5	37.3	0.1620	52.5	1.03	53.5	1.89
P137:186	79.6	38.6	0.1349	36.4	0.860	37.3	1.82
M2/1:070	97.7	54.0	0.2650	140.4	1.855	142.31	3.847
	93.4	43.7	0.2283	104.2	1.598	105.84	3.774
P137:176	77.7	1.7	0.0963	18.5	0.674	19.22	2.349
	73.3	-10.7	0.0932	17.4	0.652	18.02	2.501
P128:258	110.0	66.4	0.0666	8.87	0.466	9.34	0.866
PS03:200	129.0	72.3	0.3413	232.9	2.389	235.36	6.412
<u>Norweg.-Grönl.See</u>							
M7/3:437	110.3	-35.5	0.0153	0.05	0.096	0.15	0.086
	94.6	-2.5	0.0264	0.16	0.166	0.33	0.108
M7/3:439	104.7	67.2	0.1855	7.91	1.169	9.08	0.300
	90.7	50.6	0.0932	2.00	0.587	2.59	0.171
P142:1217	117.0	65.0	0.2029	9.47	1.278	10.75	0.451
M7/3:444	83.1	29.0	0.0486	0.54	0.306	0.85	0.119
	75.3	15.9	0.0520	0.62	0.328	0.95	0.140
M2/1:078	109.0	33.7	0.0946	2.06	0.596	2.65	0.326
M2/2:114	90.2	33.4	0.2943	19.92	1.854	21.77	0.689
	79.6	24.3	0.2353	12.73	1.482	14.22	0.547
M7/3:446	89.0	36.6	0.1479	5.03	0.932	5.96	0.342
	84.3	25.8	0.1292	3.84	0.814	4.65	0.338
<u>Arktischer Ozean</u>							
A4/3:296	158.0	90.3	0.2290	104.9	1.603	106.49	5.15
	140.1	74.7	0.2269	102.9	1.588	104.56	4.93
A4/3:358	92.8	48.4	0.2150	0	0.675	0.675	0.023
	72.5	29.2	0.2214	0	0.695	0.695	0.022
4/3:371	74.3	24.7	0.1500	0	0.475	0.475	0.025
	55.5	5.8	0.1380	0	0.435	0.435	0.025

Zur Berechnung von Geschwindigkeitskonstanten und der über die obersten 30 cm integrierten Abbauraten nach dem oben dargestellten Modell sind die Ergebnisse der exponentiellen Anpassung an die Daten in Tab.11a-c dargestellt. Für die benthische Mischungsrate auf dem Voering-Plateau, insbesondere an den Stationen "Z" und "H", wurde mit dem in dieser Arbeit bestimmten Mittelwert von $D_b = 2.0 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ gerechnet. Für den Anteil an der Geschwindigkeitskonstante, der auf die Sedimentakkumulation zurückgeht, wurde mit einer linearen Akkumulationsrate von $2.2 \text{ cm} \cdot \text{ka}^{-1}$ (E.VOGELSANG, pers. Mitteilung) gearbeitet, die sich mit dem Mittelwert aus 4 Stationen auf dem zentralen Voering-Plateau bei HENRICH (1986) deckt; neben dem Kern P128:258 (s.u.) bildet diesbezüglich die Station PS03:200 am nördlichen Rand des Voering-Plateaus eine Ausnahme, für die HENRICH (1986) eine lineare Sedimentationsrate von $4 \text{ cm} \cdot \text{ka}^{-1}$ angibt. Aus dem Vergleich der Beiträge zur Geschwindigkeitskonstanten aus Mischungs- und Akkumulationsrate geht hervor (Tab.11a), daß letztere nur einen unbedeutenden Einfluß auf das C_{org} -Profil und die daraus ermittelte Abbauraten nehmen kann. Die Tiefen-Verteilungen von N_{tot} und N_{org} (Abb.55b,c) zeigen einen ähnlichen

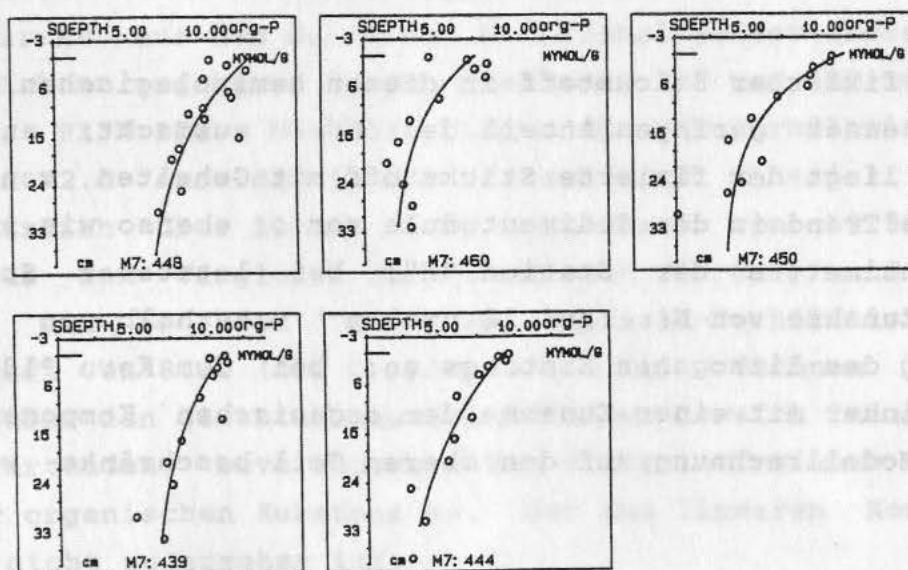


Abb.56 Verteilung von P_{org} in Sedimenten des Voering-Plateaus (obere Reihe: Sta. M7:448 "E", M7:460 "Z", M7:450 "H") und des Norwegisch-Grönländischen Becken-Bereiches (untere Reihe: Sta. M7:439, M7:444). Eingezeichnet sind jeweils exponentielle Anpassungen an die Daten.

Tab.11c Abbauraten von P_{org} aus der Verteilung im Sediment (exponentielle Anpassung). Geschwindigkeitskonstanten und integrierte Raten ($I-R_P$) unter Annahmen für die Sedimentakkumulationsrate (w) und die Mischungsrate (D_B) wie in Tab.11a.

Station	C_0 $\mu\text{mol}\cdot\text{g}^{-1}$	C $\mu\text{mol}\cdot\text{g}^{-1}$	a cm^{-1}	$k=D_B\cdot a^2$ $\cdot 10^{-11} \text{ s}^{-1}$	$k=w\cdot a$ $\cdot 10^{-11} \text{ s}^{-1}$	k_P $\cdot 10^{-11} \text{ s}^{-1}$	$I-R_P (0-30\text{cm})$ $\mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$
<u>Voering-Plateau</u>							
M7/3:448	13.3	5.64	0.0541	5.85	0.379	6.23	0.116
M7/3:450	11.7	3.31	0.0940	17.67	0.658	18.33	0.252
M7/3:460	7.59	1.82	0.0767	11.8	0.486	12.3	0.136
<u>Norweg.-Grönl.See</u>							
M7/3:439	11.1	5.88	0.0526	0.64	0.331	0.97	0.012
M7/3:444	9.3	1.21	0.0399	0.37	0.251	0.62	0.014
<u>Arktischer Ozean</u>							
A4/3:296	7.04	3.64	0.2254	101.61	1.578	103.2	0.255
A4/3:358	8.78	3.08	0.2073	0	0.655	0.655	0.0029
A4/3:371	5.80	2.12	0.1122	0	0.355	0.355	0.0018

Verlauf, da fixierter Stickstoff in diesen hemipelagischen Sedimenten nur einen geringen Anteil des N_{tot} ausmacht: an der Station "Z" liegt der fixierte Stickstoff mit Gehalten von 3-6 $\mu\text{mol}\cdot\text{g}^{-1}$ ohne Trend in der Sedimentsäule vor, ebenso wie in den obersten Zentimetern der Station "H"; bei letzterer Station zeigt die Zunahme von N_{fix} auf 12 $\mu\text{mol}\cdot\text{g}^{-1}$ unterhalb von 8 cm eine Änderung des lithogenen Eintrags an; bei dem Kern P137:176 ging dies einher mit einer Zunahme der organischen Komponenten, so daß die Modellrechnung auf den oberen Teil beschränkt werden mußte.

Die in Tab.11a aufgelisteten über die obersten 30 cm integrierten Abbauraten R_c , die die rezenten Abbauverhältnisse widerspiegeln, zeigen einen bemerkenswert engen Bereich für die Umsätze an den verschiedenen Stationen, wobei nur die Station P128:258 eine Ausnahme bildet. Diese liegt auf einer lokalen Erhebung (Zentralstation "E"), die sich durch sehr hohe, aber kleinräumig variable

Holozän-Mächtigkeiten auszeichnet (J.RUMOHR, pers. Mitteilung) und nicht adäquat durch die als Mittelwerte für das Voering-Plateau angenommenen Mischungs- und Akkumulationsraten beschrieben werden kann. Die Umsatzraten für die Station "Z", die sich durch eine größere Eindringtiefe für gelösten Sauerstoff gegenüber der Station "H" auszeichnet (s.u.), liegen dabei deutlich niedriger als an der Hangstation "H", die ja auch einen zusätzlichen lateralen Input an organischer Materie erhalten sollte. Analoge Schlußfolgerungen gelten auch für die in Tab.11b aufgelisteten Berechnungen für N_{tot} und N_{org} , die - soweit sie parallel ermittelt werden konnten - jeweils nur geringe Unterschiede aufweisen.

Von besonderem Interesse für die hier vorgestellten Untersuchungen ist es, aus dem Vergleich der integrierten Abbauraten für organische C-, N- und P-Komponenten auf die Zusammensetzung des tatsächlich abgebauten Teils der organischen Substanz zu schließen; die so ermittelte Zusammensetzung muß nicht identisch sein mit derjenigen des Gesamtmaterials. Dabei zeigt sich sowohl für die Stationen einzeln betrachtet als auch im Mittelwert für das gesamte Voering-Plateau eine Erniedrigung der auf diese Weise berechneten C/N-Verhältnisse gegenüber den C/N-Verhältnissen, die sich direkt aus den C_{org} - und N_{org} -Gehalten der obersten Sedimentschichten ergeben: an den Stationen "Z" und "H" zum Beispiel (M7:460, P137:176, M2:070) liegen die C/N-Verhältnisse in den obersten 2.5 cm, die ja das "frischeste" Material enthalten, grundsätzlich über 10 mit einem Mittelwert von 10.50, während sich aus dem Vergleich der Abbauraten für C_{org} und N_{org} (in Tab.11a und b) ein näher am Redfield-Verhältnis liegender Mittelwert von 8.93 (für C_{org}/N_{tot} : 9.31) errechnen läßt. Dies zeigt über den gesamten oberflächennahen Bereich integriert den zu erwartenden, bevorzugten Abbau stickstoffreicher Komponenten in der organischen Substanz an, der aus linearen Korrelationen allein nicht zu ersehen ist.

Niedrige C/P-Verhältnisse ergeben sich auch durch Vergleich der C_{org} - und P_{org} -Abbauraten für das Voering-Plateau (Tab.11a,c). Da bekannt ist, daß die organische Materie bereits dicht unter der euphotischen Schicht einen wesentlichen Teil ihres P_{org} verliert, muß angenommen werden, daß die organische Substanz durch

benthische Prozesse mit Phosphor angereichert wird. Für die Stationen "Z" und "H" erhält man auf diese Weise für die Zusammensetzung des abgebauten Teils der organischen Materie ein C:N:P-Verhältnis von 123:13.7:1 (= 106:11.9:0.86), das sich auch hinsichtlich des Phosphors kaum vom Redfield-Verhältnis unterscheidet.

4.3.1.2 Becken-Bereich der Norwegisch-Grönländischen See

Typische C_{org} -, N_{tot} - und N_{org} -Profile sind für die norwegische Tiefsee in Abb.57 und für den südlichen Teil des Grönlandbeckens in Abb.58 dargestellt. Bemerkenswert daran ist zum einen, daß die Konzentrationen der dargestellten Komponenten keinen Unterschied zwischen grönländischer und norwegischer Seite ausweisen und daß die Oberflächengehalte dieser Areale trotz der wesentlich größer-

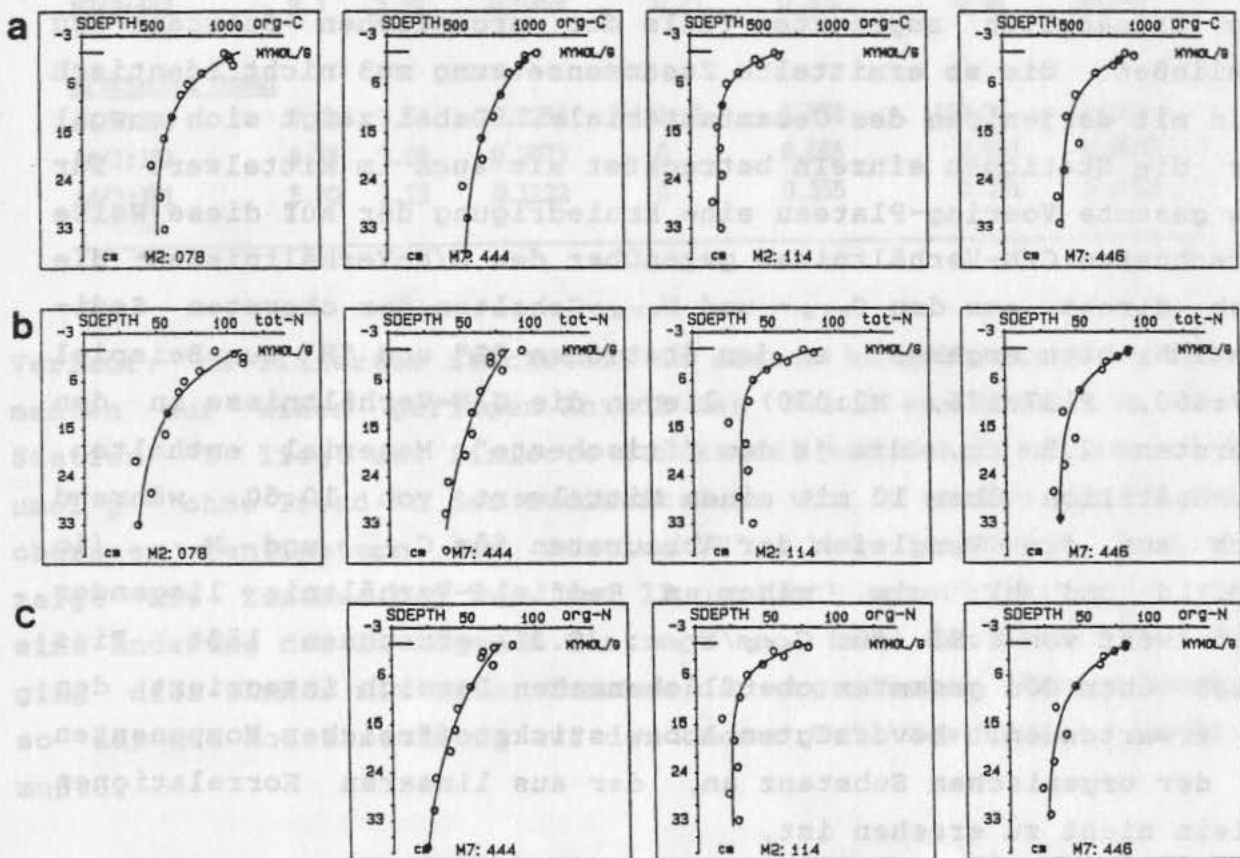


Abb.57 Typische Verteilung von C_{org} (Reihe a), N_{tot} (Reihe b) und N_{org} (Reihe c) in Sedimenten aus dem östlichen Teil der Norwegisch-Grönländischen See (Sta. M2:078, M7:444, M2:114, M7:446). Die Station M7:446 liegt am unteren Hang des Voering-Plateaus.

ren Wassertiefe (mit entsprechender pelagischer Abbaugeschichte) ähnlich groß wie auf dem Voering-Plateau sind. Ursächlich können dafür nicht die Akkumulationsgeschwindigkeiten sein, die mit Werten zwischen $1.5 \text{ cm} \cdot \text{ka}^{-1}$ und $2 \text{ cm} \cdot \text{ka}^{-1}$ (HENRICH et al. 1989) auf der norwegischen Seite des Tiefseegebietes nur unwesentlich unter der entsprechenden Rate für das Voering-Plateau liegen. Für die Berechnung der Geschwindigkeitskonstanten (k_1) wurde für das gesamte Gebiet von einer Akkumulationsrate $\omega = 2 \text{ cm} \cdot \text{ka}^{-1}$ ausgegangen; die Unsicherheit bei Mittelwertbildung und Übertragung auf größere Gebiete ist an dieser Stelle wenig bedeutend, da der wesentliche Effekt für die k_1 auf den Einfluß der Partikel-Mischungsrate zurückgeht. Ebenfalls einheitlich für das gesamte Tiefseeareal wurde mit einer Mischungsrate $D_B = 2.3 \cdot 10^{-9} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ gearbeitet, die sich als Mittelwert - bei relativ geringer Schwankungsbreite - für die 4 untersuchten Kerne dieses Gebietes

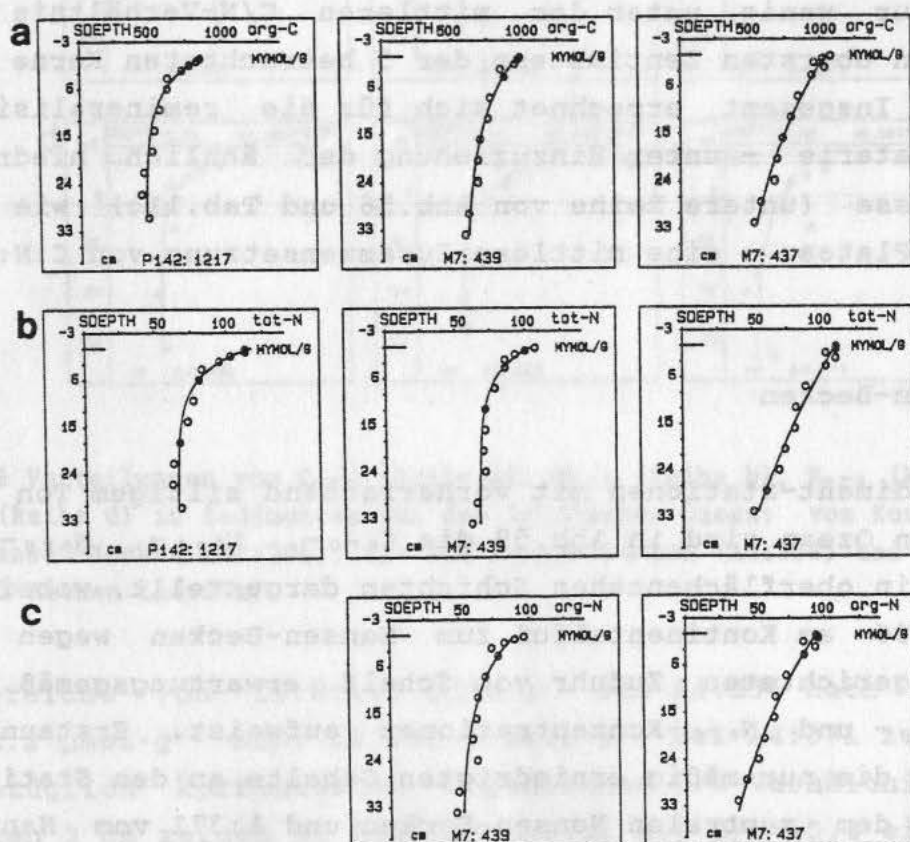


Abb.58 Typische Verteilung von C_{org} (Reihe a), N_{tot} (Reihe b) und N_{org} (Reihe c) in Sedimenten aus dem westlichen Teil der Norwegisch-Grönländischen See (Sta. P142:1217, M7:439, M7:437).

ergab (vgl. Kap.4.2.1.2). Bei der Berechnung von N_{org} aus N_{tot} mußten etwas größere Korrekturen vorgenommen werden: die Gehalte von fixiertem Stickstoff nehmen in diesen Sedimenten i.a. mit der Sedimenttiefe zu, wobei in den obersten 10 bis 20 cm die Mittelwerte zwischen $5 \mu\text{mol}\cdot\text{g}^{-1}$ und $9 \mu\text{mol}\cdot\text{g}^{-1}$ liegen und tiefer liegende Schichten einen Anstieg auf $10-15 \mu\text{mol}\cdot\text{g}^{-1}$ verzeichnen; eine Ausnahme bildet die Station M7:437 an der Nordseite des Mohns-Rücken, die durchgehend Gehalte an N_{fix} von $13.8 \mu\text{mol}\cdot\text{g}^{-1}$ bis $17.8 \mu\text{mol}\cdot\text{g}^{-1}$ aufweist.

Die in Tab.11a-c angegebenen integrierten Abbauraten sind um ca. eine Größenordnung niedriger als auf dem Voering-Plateau; ursächlich sind dafür nicht die jeweiligen Gehalte der organischen Komponenten im Sediment, sondern einzig die niedrigeren Raten für die Einmischung des organischen Materials. Durch Vergleich der Abbauraten für C_{org} und N_{org} im gesamten Tiefseegebiet ergibt sich ein mittleres C/N-Verhältnis von 10.3, das allerdings nur wenig unter dem mittleren C/N-Verhältnis der Gehalte in den obersten Zentimetern der 5 betrachteten Kerne von 11.0 liegt. Insgesamt errechnet sich für die remineralisierte organische Materie - unter Hinzuziehung der ähnlich niedrigen C/P-Verhältnisse (untere Reihe von Abb.56 und Tab.11c) wie auf dem Voering-Plateau - eine mittlere Zusammensetzung von C:N:P = 121:11.7:1.

4.3.1.3 Nansen-Becken

Für drei Sediment-Stationen mit vorherrschend siltigem Ton aus dem Arktischen Ozean sind in Abb.59 die C_{org} -, N_{tot} -, N_{org} - und P_{org} -Gehalte in oberflächennahen Schichten dargestellt, wobei die Station A4:296 am Kontinentalfuß zum Nansen-Becken wegen der hangabwärts gerichteten Zufuhr vom Schelf erwartungsgemäß die höchsten C_{org} - und N_{org} -Konzentrationen aufweist. Erstaunlich hingegen sind die nur mäßig erniedrigten Gehalte an den Stationen A4:358 aus dem zentralen Nansen-Becken und A:371 vom Nansen-Gakkel-Rücken, die unter Eisbedeckung liegen und nur eine sehr geringe pelagisch produzierte, organische Zufuhr erhalten sollten. Im Gegensatz zu den Sedimenten der Norwegisch-Grönländischen See enthalten diese arktischen Sedimente durchgehend hohe Gehalte an fixiertem Stickstoff, deren Mittelwerte über die dargestellten

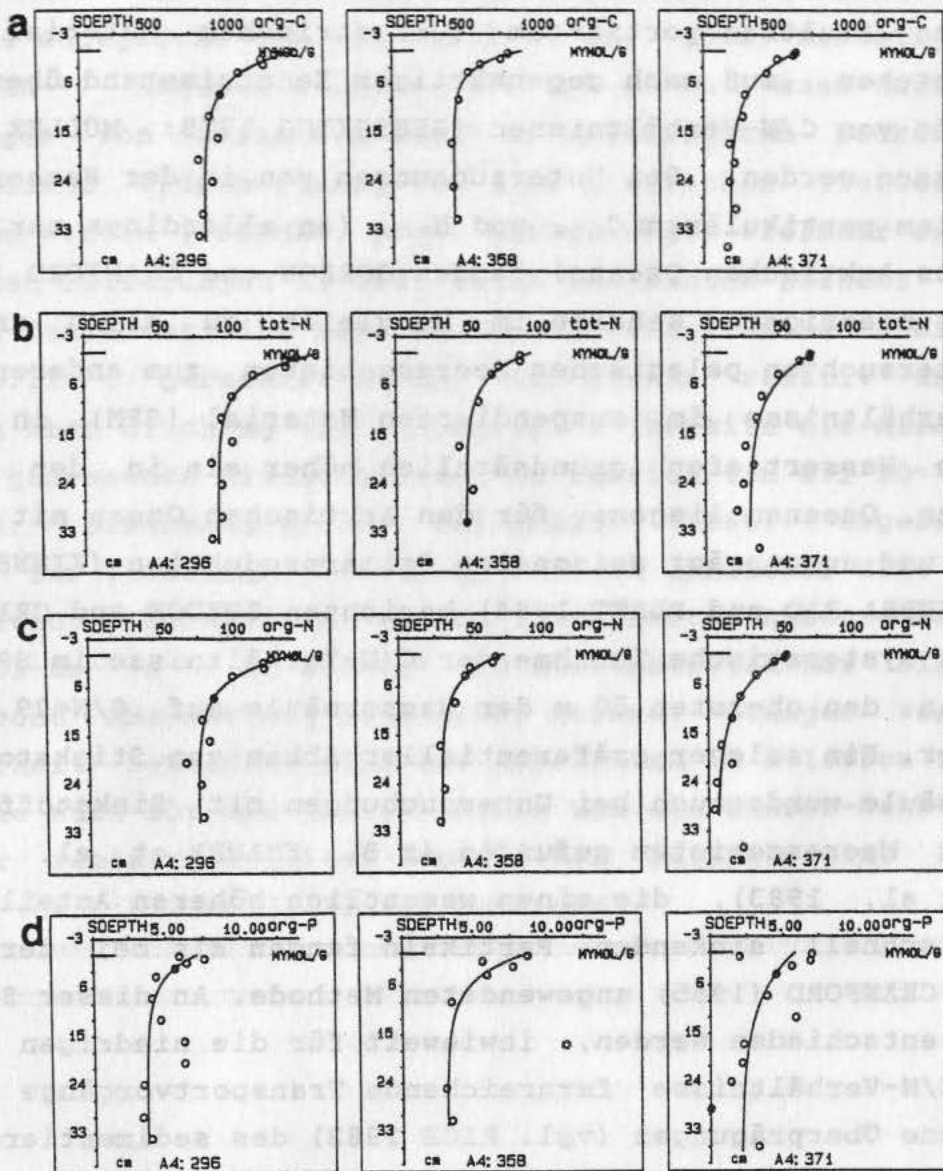


Abb.59 Verteilungen von C_{org} (Reihe a), N_{tot} (Reihe b), N_{org} (Reihe c) und P_{org} (Reihe d) in Sedimenten aus dem Arktischen Ozean: vom Kontinentalfuß zum Nansen-Becken (A4:296), aus dem Nansen-Becken (A4:358) und vom Nansen-Gakkel-Rücken (A4:371).

Kernbereiche von $16.8 \pm 1.5 \mu\text{mol} \cdot \text{g}^{-1}$ bei A4:296 nach Norden auf $19.8 \pm 2.2 \mu\text{mol} \cdot \text{g}^{-1}$ bzw. $18.3 \pm 1.2 \mu\text{mol} \cdot \text{g}^{-1}$ bei A4:371 zunehmen. Die diesbezüglich korrigierten organischen C/N-Verhältnisse in den obersten 3 cm zeigen am Kontinentalfuß mit $C/N=10.4$ einen relativ niedrigen Wert, der eine überwiegend pelagische Herkunft des organischen Materials nahelegt. Schwer verständlich sind die ebenfalls niedrigen C/N-Verhältnisse der Oberflächensedimente aus dem schelffernen arktischen Becken-Bereich mit $C/N=11.9$ bei A4:358 und $C/N=11.6$ bei A4:371.

Die naheliegende Vermutung, daß die hohen C_{org} -Gehalte überwiegend aus flußtransportiertem terrestrischem Material oder Kohlen bestehen, muß nach gegenwärtigem Kenntnisstand über die Aussagekraft von C/N-Verhältnissen (GIESEKING 1975; MÜLLER 1975) ausgeschlossen werden. Bei Untersuchungen von in der Wassersäule suspendiertem partikulärem C_{org} und N_{org} (an allerdings nur einer Station des Arktischen Ozeans) fanden GORDON and CRANFORD (1985) zum einen niedrigste Gehalte im Vergleich zu allen anderen bislang untersuchten pelagischen Meeresgebieten, zum anderen, daß die C/N-Verhältnisse im suspendierten Material (SPM) in vergleichbaren Wassertiefen grundsätzlich höher als in den nicht eisbedeckten Ozeanen liegen; für den Arktischen Ozean mit sehr niedriger und ausgeprägt saisonaler Primärproduktion (KINNEY et al. 1971; SUBBA RAO and PLATT 1984) berichten GORDON and CRANFORD (1985) eine systematische Zunahme der C/N-Verhältnisse im SPM von C/N=13.4 in den obersten 50 m der Wassersäule auf C/N=29.1 im Tiefenwasser. Ein solcher präferentieller Abbau von Stickstoff in der Wassersäule wurde auch bei Untersuchungen mit Sinkstofffallen in anderen Meeresgebieten gefunden (z.B. KNAUER et al. 1979; LORENZEN et al. 1983), die einen wesentlich höheren Anteil von größeren, schnell sinkenden Partikeln fangen als bei der von GORDON and CRANFORD (1985) angewendeten Methode. An dieser Stelle kann nicht entschieden werden, inwieweit für die niedrigen sedimentären C/N-Verhältnisse fernreichende Transportvorgänge oder "nur" biogene Überprägungen (vgl. RICE 1982) des sedimentierenden Materials an der Sedimentoberfläche eine Rolle spielen.

Die Abschätzung von Geschwindigkeitskonstanten für den Abbau und von integralen Abbauraten kann nur vage sein, da bislang fast keine Daten über Akkumulation und benthische Mischung aus dem Arktischen Ozean existieren. Während für die C_{org} -reiche Station am Kontinentalfuß ähnliche Verhältnisse wie am norwegischen Kontinentalrand vermutet werden können (und dementsprechend hilfsweise mit den Raten für das Voering-Plateau gerechnet wurde: Tab.11a-c), sind fundierte Annahmen über die nördlicheren Gebiete sehr schwer: in einer ersten Auswertung von Beobachtungen während der Expedition berichten SPIELHAGEN et al. (1988) über das Fehlen von Bioturbation in den Sedimenten der Tiefsee-Ebene (hier: Station A4:358); da keinerlei Mischungsdaten über diese Sedimente bekannt sind, mußte in den Rechnungen von $D_b = 0$ ausgegangen

werden. Die von KU and BROECKER (1965) für arktische Tiefsee-sedimente angegebene und von CLARK et al. (1986) bestätigte ($0.1-0.3 \text{ cm} \cdot \text{ka}^{-1}$) Akkumulationsrate von $0.2 \text{ cm} \cdot \text{ka}^{-1}$ kann nach ersten Datierungen von Sedimenten des hier untersuchten Beckens nicht als typische Größenordnung für alle arktischen Tiefsee-Gebiete angesehen werden (PFIRMAN, pers. Mitteilung); vielmehr ergab sich bei ersten Datierungen an Sedimenten des Nansen-Beckens für den obersten Dezimeter eine Rate im Bereich von $1 \text{ cm} \cdot \text{ka}^{-1}$, mit der in den Tab.11a-c gerechnet wurde. Bei diesen relativ unsicheren Annahmen über Mischung und Akkumulation (bereits die niedrigsten, bislang gemessenen Mischungsraten im Bereich von $0.1 \cdot 10^{-9} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ nach der Zusammenstellung bei BERNER (1980) ergeben einen Beitrag zur Geschwindigkeitskonstante in ähnlicher Höhe wie die Akkumulation) können die beiden integrierten Abbauraten von ca. $0.2 \text{ } \mu\text{mol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ im Becken- und Rückenbereich nur als erste, sehr grobe Abschätzung betrachtet werden. Weniger von dieser Unsicherheit betroffen sind die Abbauraten in Relation zueinander, die auch für das Nansen-Becken und den Nansen-Gakkel-Rücken bei der remineralisierten organischen Materie eine Zusammensetzung von C:N:P = 131:12.9:1 anzeigen.

4.3.2 Abbauraten aus der Verteilung von Porenwasserkomponenten

Die organische Materie, die den Tiefseeboden erreicht, unterliegt als thermodynamisch instabile Komponente des sedimentierenden Materials der Oxidation in einer charakteristischen Abfolge von Reaktionen. Entsprechend dem in Kap.1 dargestellten Redfield'schen Reaktionsmuster zwischen organischer Substanz und verschiedenen nacheinander genutzten Oxidationsmitteln (Tab.1) kann der oberflächennahe benthische Umsatz von C_{org} auch berechnet werden, wenn man die entsprechenden kinetischen Größen aus der Verteilung der (z.T. im Porenwasser gelösten) sedimentären Oxidationsmittel gewinnt. In den letzten 10 Jahren konnte gezeigt werden (FROELICH et al.1979; EMERSON et al.1980; MURRAY and GRUNDMANIS 1980; JAHNKE et al.1982a,b; BURDIGE and GIESKES 1983; GOLOWAY and BENDER 1982; BENDER and HEGGIE 1984; WILSON et al.1985; u.a.), daß aus der Verteilung von Sauerstoff, Nitrat, Mangan, Alkalinität, Sulfat und Ammonium im Porenwasser Gesamtumsätze für diese Komponenten berechnet werden können, die sich zu einem C_{org} -Umsatz im Sediment in Beziehung setzen lassen.

Diese prinzipiellen Verhältnisse (FROELICH et al. 1979) sollen an zwei Beispielen von Sedimenten erläutert werden, bei denen die Reaktionsabfolge (außer der Methanogenese) in den obersten 30 cm der Sedimentsäule zu beobachten ist, die üblicherweise durch Kastengreifer gewonnen werden. Dies ist möglich in hemipelagischen und Kontinentalrandsedimenten, wenn die Rate des organischen Inputs niedrig genug ist, um die Abfolge mit genügender Distanz voneinander aufzulösen, und hoch genug ist, um die einzelnen Oxidationsmittel auf der genannten Distanz aufzubrauchen. Diese Situation wird in der Norwegisch-Grönländischen See vor allem an den Kontinentalrändern vorgefunden (s.u.). Die in Abb.60 dargestellten Beispiele zweier Sedimentkerne stammen von einer lokalen Erhebung auf dem zentralen Voering-Plateau (der Zentralstation "E"), wo die Bodenmorphologie ein lokales Strömungsmuster erzeugt (TAYLOR 1917; OWENS et al. 1980), das zu einer hohen Akkumulationsrate von Feinmaterial und C_{org} führt, die sonst in diesem Gebiet nicht beobachtet wird. Die parallele Darstellung dieser zwei Kerne aus dicht benachbarten Stationen (aus verschiedenen Jahren) soll daneben einen Eindruck von der Variabilität der Prozesse vermitteln.

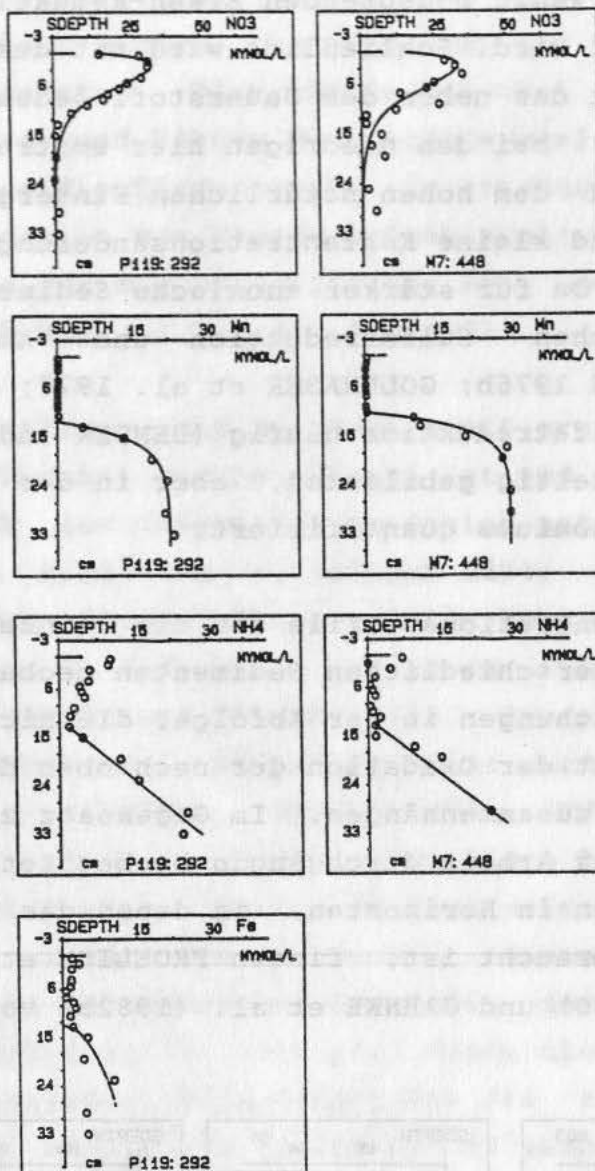


Abb.60 Typische Porenwasserprofile von Nitrat, Mangan, Ammonium und Eisen (v.o.n.u.) in 2 Sedimentkernen von der schnell akkumulierenden Zentralstation "E": P119:292 und M7:448. Die zusätzlich eingezeichneten Kurven zur Bestimmung von Umsatzraten werden im Text erläutert.

Wie in der obersten Reihe von Abb.60 wiedergegeben, zeigt die Nitratverteilung zunächst einen drastischen Anstieg gegenüber den Bodenwasserkonzentrationen, der durch Nitrifikation des primär gebildeten Ammoniums bedingt ist. Zumeist wird davon ausgegangen, daß dicht unterhalb des Nitratmaximums der Sauerstoff aufgebraucht ist, so daß Nitrat das bestimmende Oxidationsmittel wird. Am Fuße der Nitratreduktionszone zeigen exponentiell ansteigende Konzentrationen von Mn^{2+} den Beginn der Manganreduktion an, die

von der quantitativ wenig bedeutenden Eisen-Reduktion (BENDER and HEGGIE 1984) gefolgt wird. Schließlich wird mit dem Einsetzen der Reduktion von Sulfat das neben dem Sauerstoff bedeutendste Oxidationsmittel genutzt; bei den niedrigen hier auftretenden Sulfatreduktionsraten und dem hohen natürlichen Hintergrund von ca. $28000 \mu\text{mol}\cdot\text{L}^{-1}$ sind kleine Konzentrationsänderungen im Sulfat kaum zu bestimmen. Da für stärker anoxische Sedimente ein klarer Zusammenhang zwischen Sulfatreduktion und Ammonium-Bildung etabliert ist (SUESS 1976b; GOLDBERGER et al. 1977; MARTENS et al. 1978), wird die Sulfatreduktion häufig (BENDER and HEGGIE 1984) an Hand des gleichzeitig gebildeten, aber in der anaeroben Zone nicht oxidierten Ammoniums quantifiziert.

Obwohl solche Konzentrationsprofile für die einzelnen gelösten Spezies in sehr unterschiedlichen Sedimenten beobachtet wurden, gibt es kleine Abweichungen in der Abfolge, die nicht vollständig geklärt sind und mit der Oxidation der nach oben diffundierenden reduzierten Spezies zusammenhängen. Im Gegensatz zu dem bei den Sedimenten in dieser Arbeit durchgängig beobachteten Anstieg der Mangankonzentrationen in Horizonten, in denen das Nitrat völlig oder nahezu aufgebraucht ist, finden FROELICH et al. (1979), EMERSON et al. (1980) und JAHNKE et al. (1982b) vor allem in den

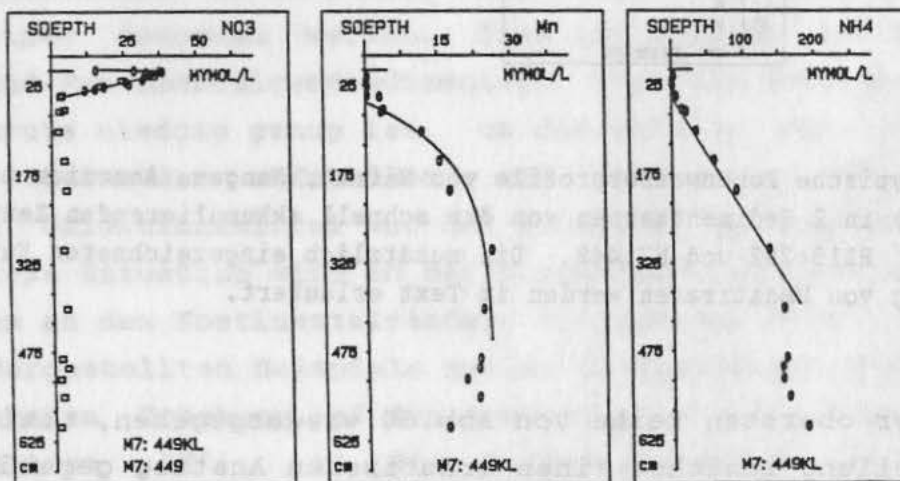


Abb.61 Typische Porenwasserprofile von Nitrat, Mangan und Ammonium (v.l.n.r.) in einem Kastenlotkern von der relativ langsam akkumulierenden Zentralstation "Z": M7:449. Die zusätzlich eingezeichneten Kurven zur Bestimmung von Umsatzraten werden im Text erläutert.

Sedimenten des Pazifik, daß Manganoxide bereits dicht unter der Oberfläche reduziert werden, wo noch mehr als 50% des gebildeten Nitrats vorhanden sind. Dies könnte bedeuten (FROELICH et al. 1979), daß Nitrat und höhere Manganoxide gleichzeitig reduziert werden. Wenn hier die Tiefe liegt, in welcher der letzte Sauerstoff durch Oxidation von Mangan aufgebraucht wird (EMERSON et al. 1985), bliebe für die Oxidation des Fe^{2+} und des NH_4^+ nur das Nitrat (vgl. auch Kap.4.3.2.2 und 4.3.2.3).

Alternativ ist denkbar, daß der Sauerstoff grundsätzlich bis zum Fuße der Nitrat-Reduktionszone präsent ist und die bekanntermaßen langsame Kinetik der Mangan(II)-Oxidation metastabiles Mn^{2+} in höhere, oxische Schichten vordringen läßt; gegen ein weites Vordringen spricht allerdings die relativ hohe Konzentration von höheren Mn-Oxiden im Sediment, die an der Kinetik der Oxidation beteiligt sind (STUMM and MORGAN 1981). Die mit den genannten Prozessen einhergehenden Folgereaktionen werden im Detail u.a. bei FROELICH et al. (1979), SUESS (1979), BURDIGE and GIESKES (1983), DeLANGE (1986) diskutiert. Daß diese Reaktionen analog - wenn auch mit geringerer Geschwindigkeit - in größerer Sedimenttiefe ablaufen, zeigt die Abb.61 mit Porenwasserprofilen aus einem 6 m langen Kastenlotkern (M7:449), der an der Zentralstation "Z" gewonnen wurde, die sich durch niedrigere Akkumulations- und Umsatzraten auszeichnet als die zuvor beschriebene Station "E". Die in die Abb.60 und Abb.61 eingezeichneten Kurven entsprechen den Anpassungen aus weiter unten erläuterten Modellen; die daraus abgeleiteten Geschwindigkeitskonstanten und Raten können den Tab.12 bis Tab.15 entnommen werden.

4.3.2.1 Abbau durch Sauerstoff und Nitrat

Da Sauerstoff das wichtigste Oxidationsmittel im Meer und den oberen Sedimentschichten ist (BENDER and HEGGIE 1984), besteht besonderes Interesse an der direkten Messung seiner Verteilung. Obwohl die Probenahme aus Sedimenten der Tiefsee außerordentlich aufwendig ist, konnten mit Hilfe von in-situ Porenwassersammlern sowohl aus tieferen Sedimentschichten (z.B. GRUNDMANIS and MURRAY 1982) als auch mit Mikroelektroden aus den obersten Millimetern des Sediments (REIMERS et al. 1984; REIMERS and SMITH 1986) Sauerstoff-Konzentrationsprofile erhalten werden. Eine alternative Möglichkeit ist die Messung von Nitratprofilen und die Rückrechnung auf eine Sauerstoffverteilung im Porenwasser, wobei die Redfield'schen oder daraus abgeleitete Gleichungen die Grundlage bilden (Tab.1).

Die nachfolgend dargestellten Modelle mit den in dieser Arbeit verwendeten Gleichungen folgen dem Ansatz von GOLOWAY and BENDER (1982), wobei an einigen Gleichungen Modifikationen oder Ergänzungen vorgenommen wurden. Alle diese Modelle idealisieren die tatsächlichen Verhältnisse in vielerlei Hinsicht: bei der Festlegung von Stöchiometrie und Kinetik der Reaktionen, bei modellinhärenten Annahmen und bei Vereinfachungen hinsichtlich verwendeter Parameter. Die Modelle und ihre Ergebnisse müssen daher grundsätzlich als Annäherungen betrachtet werden (vgl. Kap.4.3.2.1.2).

Für die Reaktionen wird erstens angenommen, daß die Oxidation von C_{org} durch Sauerstoff unmittelbar zu CO_2 , Nitrat und Phosphat führt, daß also keine Zwischenprodukte im Porenwasser aufgebaut werden, die evtl. aus dem Sediment herausdiffundieren oder in Wechselwirkung mit fester Sedimentphase treten (vgl. dazu aber SUESS et al. 1980). Zweitens wird vorausgesetzt, daß erst nach (fast) vollständiger Aufzehrung des Sauerstoffs Nitrat als Oxidationsmittel eintreten kann, wobei als Produkt der Nitratreduktion allein molekularer Stickstoff entstehen soll (Denitrifikation). Drittens soll bis zur Untergrenze dieser Denitrifikationszone kein Verbrauch von anderen als den genannten Oxidationsmitteln stattfinden, insbesondere sollen keine Inhomogenitäten im Sediment (Mikronischen) existieren.

Die wichtigste modellinhärente Annahme ist die eines Fließgleichgewichts ("steady state") für die Verteilung aller beteiligten Komponenten. Da die Einstellzeiten nach Störungen für gelöste Substanzen in dem betrachteten Tiefenbereich kurz sind (GIESKES 1975; KROM and BERNER 1981), kann dies - soweit es Porenwasserkonstituenten betrifft - als gegeben vorausgesetzt werden. Für den festen Reaktionspartner (C_{org}) gilt dies nur beschränkt, da dessen Zufuhr zumindest während klimatischer Übergänge gewechselt hat und zu "non steady state" Konzentrationen in tieferen Sedimentschichten geführt hat (s.u.). Zusätzlich soll - für oberflächennahe Porenwässer sicher berechtigt - angenommen werden, daß Advektion durch Vergrabung von Porenwasser oder Kompaktion vernachlässigbar gering ist gegenüber diffusivem Transport; auch andere advective Prozesse, die in tief liegenden Sedimentschichten quantitativ von Bedeutung sein können (an Hand von DSDP-Bohrungen: GIESKES et al. 1976; GIESKES 1983), sollen hier ausgeschlossen werden.

Vereinfachungen bei den Modellparametern sollen insofern vorgenommen werden, als Porosität und der Diffusionskoeffizient als konstant mit der Tiefe angenommen werden; diese Annahme kann in den Schichten unmittelbar unter der Sedimentoberfläche zu Problemen führen (REIMERS and SMITH 1986), wo meßbare Gradienten in der Porosität bestehen (vgl. 4.3.2.1.2).

4.3.2.1.1 Abbaumodelle

1-Schicht-Modell

Ähnlich wie der Kohlenstoff zeigt auch der im Porenwasser gelöste Sauerstoff zumeist eine exponentielle Abnahme mit der Tiefe, die man sich als Ergebnis eines nach unten gerichteten, diffusiven Transportes bei gleichzeitiger Konsumption durch oxidative Prozesse vorstellen kann. Für die nachfolgenden Betrachtungen soll die Reaktionsrate als 1. Ordnung bezüglich des abbaubaren organischen Kohlenstoffs angenommen werden, der seinerseits durch bioturbaten, quasi-diffusiven Transport ins Sediment gemischt wird. Unter "steady state" Bedingungen gilt (zur Bedeutung der verwendeten Größen: s.nächste Seite)

$$D_{O_2}^s \frac{\partial^2 [O_2]}{\partial z^2} + R_{O_2} = 0$$

$$\text{wobei } R_{O_2} = \gamma_{O_2} \cdot F_{SPV} \cdot R_c = -\gamma_{O_2} \cdot F_{SPV} \cdot k_c [C_{org}]$$

also

$$D_{O_2}^s \frac{\partial^2 [O_2]}{\partial z^2} - k_c \cdot \gamma_{O_2} \cdot F_{SPV} \cdot [C_{org}]_0 \cdot \exp(-\alpha_c \cdot z) = 0.$$

In analoger Weise läßt sich die Verteilung von Nitrat durch Produktion aus organischer Substanz bei Oxidation durch Sauerstoff beschreiben

$$D_{NO_3}^s \frac{\partial^2 [NO_3^-]}{\partial z^2} + R_{NO_3^-} = 0$$

$$\text{wobei } R_{NO_3^-} = + \gamma_{N_1} \cdot F_{SPV} \cdot R_c$$

und

$$D_{NO_3}^s \frac{\partial^2 [NO_3^-]}{\partial z^2} + k_c \cdot \gamma_{N_1} \cdot F_{SPV} \cdot [C_{org}]_0 \cdot \exp(-\alpha_c \cdot z) = 0.$$

Mit den Randbedingungen

$$z = 0 : [O_2] = [O_2]_0 ; [NO_3] = [NO_3]_0$$

$$z \rightarrow \infty : [O_2] \rightarrow [O_2]_\infty ; [NO_3] \rightarrow [NO_3]_\infty$$

lassen sich Lösungen erhalten, die man zum Vergleich mit Meßdaten in die Form bringen kann:

$$[O_2] = [O_2]_{\infty} + ([O_2]_0 - [O_2]_{\infty}) \cdot \exp(-\alpha_c \cdot z)$$

$$[NO_3^-] = [NO_3^-]_{\infty} + ([NO_3^-]_0 - [NO_3^-]_{\infty}) \cdot \exp(-\alpha_c \cdot z) .$$

Dabei bedeuten:

z : Tiefe relativ zur Sedimentoberfläche

$D_{O_2}^s, D_{NO_3^-}^s$: Diffusionskoeffizienten für Sauerstoff und Nitrat im Porenwasser

R_{O_2} : Konsumptionsrate von Sauerstoff im Porenwasser

$R_{NO_3^-}$: Produktions-/Konsumptionsrate von Nitrat, wobei

$R_{NO_3^-} > 0$ Produktion und $R_{NO_3^-} < 0$ Konsumption bedeuten

$\gamma_{O_2}, \gamma_{N_1}, \gamma_{N_2}$: Stöchiometrische Verhältnisse zwischen O_2 -Konsumption bzw. Nitratbildung und C_{org} - Konsumption sowie von Nitratbildung zu O_2 -Konsumption

Dabei gilt:

$$\gamma_{O_2} = \frac{d[O_2]}{d[C_{org}]} , \quad \gamma_{N_1} = \frac{d[NO_3^-]}{d[C_{org}]} , \quad \gamma_{N_2} = \frac{d[NO_3^-]}{d[O_2]} .$$

Die Größe F_{SPW} soll darauf aufmerksam machen, daß Reaktionsraten für Festkörper und Porenwasserkomponenten - ebenso wie die jeweiligen Konzentrationen - häufig auf unterschiedliche Einheiten bezogen werden. Um der Vergleichbarkeit willen muß ein Faktor enthalten sein, der nur bei Angabe der Reaktionsrate von C_{org} (R_c) in mol pro Volumen Porenwasser pro Zeit den Wert $F_{SPW}=1$ hat.

Für die Flüsse durch die benthische Grenzfläche, die jeweils identisch sind mit den über die gesamte Sedimentsäule integrierten Umsatzraten, gilt, wenn diese durch Nitratprofile ermittelt werden:

$$F_{NO_3^-} \Big|_{z=0} = D_{NO_3^-}^s \cdot \frac{\partial [NO_3^-]}{\partial z} \Big|_{z=0} = D_{NO_3^-}^s \cdot ([NO_3^-]_{\infty} - [NO_3^-]_0) \alpha_c$$

$$F_{O_2} \Big|_{z=0} = -F_{NO_3^-} \cdot \frac{1}{\gamma_{N_2}} \cdot$$

2-Schichten-Modell

Die am häufigsten in den Sedimenten der Norwegischen und Grönländischen See und auch im arktischen Ozean angetroffene Form der Nitratprofile (vgl. Abb. 63-65) enthält im oberen Teil eine Nitratzunahme als Ergebnis der Nitrifikation und darunter eine weit längere Nitrat-Reduktions-Zone, die hier als Denitrifikationszone angesehen wird. Im Anschluß an VANDERBORGHT and BILLEN (1975) und GOLOWAY and BENDER (1982) sollen diese Zonen getrennt betrachtet werden. Dies setzt - im Gegensatz zum vorherigen Modell - voraus, daß die Sauerstoffkonzentration sehr kleine Werte annimmt, bevor Denitrifikation beginnen kann, und daß O_2 in tieferen Schichten der Sedimentsäule völlig aufgebraucht wird.

In Zone I soll sich die Nitratproduktionsrate (R_{NO_3}) direkt aus der Sauerstoffkonsumptionsrate (R_{O_2}) ergeben, wobei letztere als 1. Ordnung (mit der Geschwindigkeitskonstante k_{O_2}) bezüglich des gelösten Sauerstoffs behandelt wird:

$$R_{NO_3^-} = -\gamma_{N_2} \cdot R_{O_2}$$

Für O_2 gilt:

$$D_{O_2}^* \frac{\partial^2 [O_2]}{\partial z^2} + R_{O_2} = 0 \quad \text{mit} \quad R_{O_2} = -k_{O_2} \cdot [O_2].$$

Unter den Randbedingungen:

$$z = 0 : [O_2] = [O_2]_0$$

$$z \rightarrow \infty : [O_2] \rightarrow 0$$

ergibt sich

$$[O_2] = [O_2]_0 \cdot \exp(-\alpha_2 \cdot z) \quad \text{mit} \quad \alpha_2 = (k_{O_2}/D_{O_2}^*)^{\frac{1}{2}}.$$

Für die Nitratverteilung in Zone I gilt

$$D_{NO_3^-}^* \frac{\partial^2 [NO_3^-]}{\partial z^2} + R_{NO_3^-} = 0$$

$$D_{NO_3^-}^* \frac{\partial^2 [NO_3^-]}{\partial z^2} - \gamma_{N_2} \cdot k_{O_2} \cdot [O_2]_0 \cdot \exp(-\alpha_2 \cdot z) = 0$$

$$\text{mit} \quad \gamma_{N_2} = \frac{d[NO_3^-]}{d[O_2]}.$$

Mit den Randbedingungen

$$z = 0 : [\text{NO}_3^-] = [\text{NO}_3^-]_0$$

$$z = z_N : [\text{NO}_3^-] = [\text{NO}_3^-]_{z_N}$$

erhält man aus der allgemeinen Lösung mit den Integrationskonstanten INT1 und INT2

$$[\text{NO}_3^-]_I = - \frac{\gamma_{\text{N}_2} \cdot k_{\text{O}_2} \cdot [\text{O}_2]_0}{D_{\text{NO}_3^-}^s \cdot \alpha_2^2} \cdot \frac{1}{\alpha_2^2} \cdot \exp(-\alpha_2 \cdot z) + \text{INT1} \cdot z + \text{INT2}$$

und durch die Randbedingung bei $z = 0$:

$$[\text{NO}_3^-]_I = [\text{NO}_3^-]_0 + \frac{\gamma_{\text{N}_2} \cdot k_{\text{O}_2} \cdot [\text{O}_2]_0}{D_{\text{NO}_3^-}^s \cdot \alpha_2^2} \cdot [1 - \exp(-\alpha_2 \cdot z)] + \text{INT1} \cdot z$$

Für die Zone II ($z > z_N$) soll die Nitrat-Reduktion eine Reaktion 1. Ordnung bezüglich des vorhandenen gelösten Nitrats sein, also

$$R_{\text{NO}_3^-} = -k_{\text{NO}_3^-} \cdot [\text{NO}_3^-]$$

$$D_{\text{NO}_3^-}^s \frac{\partial^2 [\text{NO}_3^-]}{\partial z^2} = k_{\text{NO}_3^-} \cdot [\text{NO}_3^-]$$

Mit den Randbedingungen

$$z = z_N : [\text{NO}_3^-] = [\text{NO}_3^-]_{z_N}$$

$$z \rightarrow \infty : [\text{NO}_3^-] \rightarrow 0$$

ergibt sich

$$[\text{NO}_3^-] = [\text{NO}_3^-]_{z_N} \cdot \exp[-\alpha_3(z - z_N)]$$

$$\text{wobei: } \alpha_3 = (k_{\text{NO}_3^-} / D_{\text{NO}_3^-}^s)^{\frac{1}{2}}$$

Aus Kontinuitätsgründen gilt an der Stelle $z = z_N$ für die obere Zone I und die untere Zone II

$$\text{a) } [\text{NO}_3^-]^I = [\text{NO}_3^-]^{II}$$

$$\text{b) } \left(\frac{\partial [\text{NO}_3^-]}{\partial z} \right)_{z_N}^I = \left(\frac{\partial [\text{NO}_3^-]}{\partial z} \right)_{z_N}^{II}$$

Aus den 1. Ableitungen für beide Zonen

$$\text{Zone I : } \frac{\partial [\text{NO}_3^-]}{\partial z} = \frac{\gamma_{\text{N}_2} \cdot k_{\text{O}_2} \cdot [\text{O}_2]_0}{\alpha_2 \cdot D_{\text{NO}_3^-}} \cdot \exp(-\alpha_2 z) + \text{INT1}$$

$$\text{Zone II: } \frac{\partial [\text{NO}_3^-]}{\partial z} = -\alpha_3 [\text{NO}_3^-]_{z_N} \cdot \exp(-\alpha_3(z-z_N))$$

ergibt sich:

$$\text{INT1} = - \frac{\gamma_{\text{N}_2} \cdot k_{\text{O}_2} \cdot [\text{O}_2]_0}{D_{\text{NO}_3^-} \cdot \alpha_2} - \alpha_3 [\text{NO}_3^-]_{z_N}$$

Aus der vervollständigten Gleichung

$$[\text{NO}_3^-] = [\text{NO}_3^-]_0 + \frac{\gamma_{\text{N}_2} \cdot k_{\text{O}_2} \cdot [\text{O}_2]_0}{D_{\text{NO}_3^-} \cdot \alpha_2} \cdot [1 - \exp(-\alpha_2 z)] - z \cdot \left[\frac{\gamma_{\text{N}_2} \cdot k_{\text{O}_2} \cdot [\text{O}_2]_0}{D_{\text{NO}_3^-} \cdot \alpha_2} + \alpha_3 [\text{NO}_3^-]_{z_N} \right]$$

und der Randbedingung, daß bei

$$z = z_N : [\text{NO}_3^-] = [\text{NO}_3^-]_{z_N}$$

sein muß, ergibt sich schließlich mit der Hilfsgröße T

$$T = - \frac{\gamma_{\text{N}_2} \cdot k_{\text{O}_2} \cdot [\text{O}_2]_0}{D_{\text{NO}_3^-}}$$

für $z < z_N$

$$[\text{NO}_3^-] = [\text{NO}_3^-]_0 - \frac{T}{\alpha_2^2} (1 - \exp(-\alpha_2 \cdot z)) + \frac{z}{z_N + \frac{1}{\alpha_3}} \cdot \left[\frac{T}{\alpha_2^2} (1 - \exp(-\alpha_2 \cdot z_N)) - [\text{NO}_3^-]_0 + \frac{T}{\alpha_2 \cdot \alpha_3} \cdot \exp(-\alpha_2 \cdot z_N) \right]$$

und für $z > z_N$

$$[\text{NO}_3^-] = [\text{NO}_3^-]_{z_N} \cdot \exp(-\alpha_3(z-z_N))$$

Dieses Ergebnis ist mit den Ableitungen bei GOLOWAY and BENDER (1982) im wesentlichen identisch, bis auf einen folgenschweren (Druck-)Fehler, der sich dort im Endresultat befindet (vgl. aber BENDER and HEGGIE 1984).

Gewisse Unzulänglichkeiten bei diesem Modell ergeben sich zum einen daraus, daß O_2 ungleich Null ist an der Stelle z_N ; dies widerspräche nicht den Befunden in der Natur, insofern, als erstens Denitrifikation schon bei geringen O_2 -Gehalten beginnen kann und zweitens eine gewisse O_2 -Konsumption am Boden der aeroben Schicht auftritt als Folge der Oxidation nach oben diffundierenden Ammoniums und von Mn^{2+} -Ionen. Für das Modell müßte jedoch gefordert werden, daß die kleinen Mengen Sauerstoff die Denitrifikationszone ohne zu reagieren passieren.

Die Flüsse durch die Sediment-Wasser-Grenzfläche betragen:

a) für Nitrat, das vom Tiefseeboden i.a. freigesetzt wird

$$\begin{aligned} F_{NO_3^-} &= D_{NO_3^-}^s \cdot \left. \frac{\partial [NO_3^-]}{\partial z} \right|_{z=0} \\ &= \frac{\gamma_{N_2}}{\alpha_2} \cdot k_{o_2} \cdot [O_2]_0 \left[1 - \exp(-\alpha_2 \cdot z_N) \right] \\ &\quad - \alpha_3 \cdot D_{NO_3^-}^s \cdot [NO_3^-]_{z_N} ; \end{aligned}$$

b) für Sauerstoff

$$\begin{aligned} F_{O_2} &= D_{O_2}^s \cdot \left. \frac{\partial [O_2]}{\partial z} \right|_{z=0} \\ &= -D_{O_2}^s \cdot \alpha_2 \cdot [O_2]_0 . \end{aligned}$$

Als integrierte Raten für benthischen Umsatz (I_1) erhält man:

a) für Sauerstoff eine Rate, die dem benthischen Fluß entspricht

$$I_{O_2} = -D_{O_2}^s \cdot \alpha_2 \cdot [O_2]_0 ;$$

b) für Kohlenstoffoxidation durch O_2 ($CoxO_2$):

$$\begin{aligned} CoxO_2 &= - \frac{dC_{org}}{dO_2} \left(D_{O_2}^s \cdot \alpha_2 \cdot [O_2]_0 \right) \\ \text{oder} \\ CoxO_2 &= - (1 - 2 \gamma_{N_2}) \left(D_{O_2}^s \cdot \alpha_2 \cdot [O_2]_0 \right) ; \end{aligned}$$

c) für Nitrifikation

$$I_N \text{NO}_3^- = \int_{z=0}^{z=z_N} D_{\text{NO}_3^-}^* \cdot \frac{\partial^2 [\text{NO}_3^-]}{\partial z^2} dz$$

$$= \frac{\gamma_{\text{N}_2}}{\alpha_2} \cdot k_{\text{O}_2} \cdot [\text{O}_2]_0 \cdot \left(1 - \exp(-\alpha_2 \cdot z_N) \right) ;$$

d) für Denitrifikation

$$I_D \text{NO}_3^- = \int_{z_N}^{\infty} D_{\text{NO}_3^-}^* \cdot \frac{\partial^2 [\text{NO}_3^-]}{\partial z^2} dz$$

$$= -\alpha_3 \cdot D_{\text{NO}_3^-}^* \cdot [\text{NO}_3^-]_{z_N} ;$$

e) und für die Kohlenstoffoxidation durch Denitrifikation (CoxNO_3):

$$\text{CoxNO}_3 = \frac{dC_{\text{org}}}{d\text{NO}_3} \cdot \alpha_3 \cdot D_{\text{NO}_3^-}^* \cdot [\text{NO}_3^-]_{z_N} .$$

3-Schichten-Modell

Dieses Modell findet Anwendung in Sedimenten, in denen nach einem Maximum von Nitrat mit der Tiefe eine lineare Nitrat-Abnahme bis zu einer Tiefe $z_M > z_N$ beobachtet wird. Dies deutet darauf hin, daß an der Stelle z_M eine intensive Nitrat-Konsumption stattfindet, die wesentlich größer ist als in den Schichten darüber und den Bereich von der Tiefe z_N bis zur Tiefe z_M im wesentlichen als Diffusionsstrecke bestimmt.

Während für die Zone I ($0 < z < z_N$) der Ansatz analog zum vorgenannten 2-Schichten-Modell ist, soll für die Reaktionsrate in der Zone II ($z_N < z < z_M$) gelten:

$$R_{\text{NO}_3^-} = 0 .$$

Durch die Kontinuitätsbedingung, daß Nitrat-Konzentration und -Gradient bei $z = z_N$ für beide Zonen gleich sein müssen, ergibt sich schließlich für die Nitratverteilung

$$\begin{aligned}
 [\text{NO}_3^-] = & [\text{NO}_3^-]_0 + \frac{\gamma_{\text{N}_2} \cdot k_{\text{O}_2} \cdot [\text{O}_2]_0}{D_{\text{NO}_3^-}^s \cdot \alpha_2^2} \cdot [1 - \exp(-\alpha_2 \cdot z)] \\
 & + \left(\frac{z}{z_N - z_M} \right) \left[[\text{NO}_3^-]_{z_N} - [\text{NO}_3^-]_{z_M} - (z_N - z_M) \right. \\
 & \cdot \left. \frac{\gamma_{\text{N}_2} \cdot k_{\text{O}_2} \cdot [\text{O}_2]_0}{D_{\text{NO}_3^-}^s \cdot \alpha_2} \cdot \exp(-\alpha_2 \cdot z_N) \right]
 \end{aligned}$$

in Übereinstimmung mit der Formulierung von GOLOWAY and BENDER (1982), wenn bedacht wird, daß

$$k_{\text{O}_2} = \alpha_2^2 \cdot D_{\text{O}_2}^s.$$

Die integrierten Raten der Sauerstoffkonsumption (I_{O_2}), der C_{org} -Oxidation durch Sauerstoff (CoxO_2) und der Nitrifikation (I_{NNO_3}) sind identisch mit denen des 2-Schichtenmodells.

Die integrierte Denitrifikationsrate ergibt sich aus dem nach unten gerichteten Nitratfluß an der Stelle $z = z_N$ zu

$$\begin{aligned}
 I_{\text{DNO}_3^-} &= F_{\text{NO}_3^-} \Big|_{z=z_N} = -D_{\text{NO}_3^-} \cdot \frac{\partial [\text{NO}_3^-]}{\partial z} \Big|_{z=z_N} \\
 &= -D_{\text{NO}_3^-}^s \cdot \left(\frac{[\text{NO}_3^-]_{z_N} - [\text{NO}_3^-]_{z_M}}{z_N - z_M} \right).
 \end{aligned}$$

Die integrierte C_{org} -Oxidationsrate durch Nitrat lautet analog zum 2-Schichten-Modell

$$\text{CoxNO}_3 = \frac{d\text{C}_{\text{org}}}{d\text{NO}_3^-} \cdot D_{\text{NO}_3^-}^s \cdot \left(\frac{[\text{NO}_3^-]_{z_N} - [\text{NO}_3^-]_{z_M}}{z_N - z_M} \right).$$

4.3.2.1.2 Begrenzungen der Modellrechnungen

Bedingt durch die teilweise große Zahl der Modellvariablen, die vereinfachenden Annahmen (hinsichtlich der Porosität und damit zusammenhängend der Diffusionskoeffizienten) sowie der "steady state" Bedingung bezüglich der Verteilung des organischen Kohlenstoffs bei gleichzeitig einer begrenzten Zahl von Meßpunkten, ist die Zahl möglicher numerischer Ergebnisse durch Fehlerminimierung häufig nicht ausreichend beschränkt. Um die Zahl der Variablen einzuschränken, ermitteln GOLOWAY and BENDER (1982) bzw. BENDER and HEGGIE (1984) bei Anpassung des 2-Schichten-Modells an gemessene Daten durch visuelle Inspektion die Tiefe des Übergangs von Nitrifikation zu Nitrat-Reduktion und den dazugehörigen Nitrat-Wert und behandeln nur die Größen γ_{N_2} , α_2 und α_3 als Variablen. Dabei treten für γ_{N_2} , dem Verhältnis des produzierten Nitrats zum konsumierten Sauerstoff, variable und bezüglich des C/N-Verhältnisses, von dem sich diese Größe ableitet, relativ niedrige Werte auf; als Gründe dafür werden vor allem Unterschiede in den C/N-Verhältnissen der organischen Substanz (die bei den Autoren aber nicht ermittelt wurden) sowie in der Qualität und der Herkunft des abgebauten Materials genannt (GOLOWAY and BENDER 1982). Um möglichst dicht an meßbaren Größen zu bleiben und die Lösungsvielfalt einzuschränken, wurde bei den Berechnungen in dieser Studie von gemessenen Werten für das Verhältnis der im Oberflächenbereich verbrauchten C_{org} - und N_{org} -Komponenten ausgegangen. Zusätzlich wurde im Gegensatz zu den genannten Arbeiten nicht mit Mittelwerten von Porosität und Diffusionskoeffizienten für alle Sedimente gerechnet, sondern es wurden i.a. für jede einzelne Station aus der Porosität im Tiefenbereich zwischen 1 cm und 4 cm nach den üblichen Verfahren (Kap.4.2.2) die benötigten Diffusionsgrößen ermittelt.

In der Praxis wurde beobachtet, daß nach dem Einholen der Kasten-greifer nicht nur Ammonium nach einiger Zeit durch autolytische Prozesse entsteht, sondern auch schnelle Nitrifikation stattfindet, die zwar i.a. auf die oberste Schicht beschränkt blieb, aber die Nitratgehalte dort zu hoch erscheinen läßt. Dieser Effekt konnte nur durch schnelle Trennung von Porenwasser und festem Sediment minimiert werden; zusätzliche Vergleiche von sofort bzw. nach 12 Stunden bearbeiteten Kernen zeigten im obersten Kern-

intervall, in dem Meio- und Makrofauna konzentriert sind, Artefakte, die eine Bestimmung der Nitrifikation durch Inkubation (länger als 4-6 Stunden) zur Bestimmung von benthischen Umsatzraten obsolet machen. Da dieser Effekt in erster Linie bei Sedimenten aus größeren Wassertiefen auftritt, ist zu vermuten, daß dabei die Wirkung von Druckunterschieden auf Organismen die Ursache ist. Weil bei den hier betrachteten Raum- und Zeitintervallen von einer Kontinuität der Gradienten nahe der Oberfläche ausgegangen werden kann und gerade in diesem Bereich die relativen Unterschiede in der Porosität am größten sind, wurden wegen der möglichen Artefakte die Werte aus den obersten 1.5 cm von der numerischen Anpassung ausgeschlossen (vgl. eine diesbezüglich ähnliche Anmerkung bei EMERSON et al. 1985).

4.3.2.1.3 Vergleich von Modellresultaten und Direktmessungen

Für die Oxidation von C_{org} durch Sauerstoff in Tiefseesedimenten gibt es schon mehrere Versuche, aus Porenwasserverteilungen modellierte Resultate mit Raten zu vergleichen, die mit anderen Methoden bestimmt worden sind (REIMERS et al. 1984; BENDER and HEGGIE 1984; EMERSON et al. 1985; REIMERS and SMITH 1986). Für die Nitrat-Reduktion in Tiefseesedimenten existieren bislang erst zwei Arbeiten (SØRENSEN et al. 1984; 1987), in denen direkte Messungen dieser mikrobiellen Stoffwechselrate nach dem "Acetylen-Block"-Verfahren (SØRENSEN 1978a; vgl. Kap. 3.3.2.4) in Sedimenten des östlichen Äquatorialen Atlantik in Beziehung zu Porenwassermodell-Ergebnissen (GOLOWAY and BENDER 1982; JAHNKE et al. 1982a) gesetzt werden. Solche Vergleiche erscheinen dringend notwendig, da die auch hier verwendeten Porenwassermodelle eine Reihe von Vereinfachungen und Annahmen enthalten, die der unabhängigen Überprüfung bedürfen. Zu den Annahmen kann man in diesem Fall den Ausschluß von Nitrat-Reduktion in Mikronischen der oxischen Oberflächenschicht und den Ausschluß der Reduktion von Nitrat zu anderen Produkten als Stickstoff zählen. In beiden genannten Arbeiten wurde ein Sediment mit klarer struktureller Trennung in eine C_{org} -arme und eine darunter liegende C_{org} -reiche Schicht untersucht und eine gute Übereinstimmung in der Lage der Nitrat-Reduktionszone mit dem 3-Schichten-Modell gefunden, das ja bei Nitrat-Porenwasserprofilen angewendet wird, die durch

intensive Denitrifikation in einer tief liegenden Schicht dominiert werden. Bei der Höhe der nach beiden Methoden ermittelten Denitrifikations-Raten gab es Unterschiede, die jedoch von den Autoren (SÖRENSEN et al. 1984) angesichts der völlig verschiedenen Methoden und der jeweils unterschiedlichen Annahmen, auf die sie sich stützen müssen, als akzeptabel bezeichnet werden: während die direkte Bestimmung eine Rate von $8.1 \cdot 10^{-16} \text{ mol N} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ergab, liegen die aus Porenwassermodellen abgeleiteten Raten für verschiedene Kerne nahebei gelegener Stationen bei $9-70 \cdot 10^{-16} \text{ mol N} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ (JAHNKE et al. 1982a) bzw. $30-60 \cdot 10^{-16} \text{ mol N} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ (GOLOWAY and BENDER 1982).

Um weitere diesbezügliche Vergleiche zu ermöglichen, wurden an je zwei Stationen der Norwegisch-Grönländischen See mit zu erwartender geringer bzw. höherer Denitrifikation neben der Aufnahme der Porenwasserprofile auch die Raten der Denitrifikation nach dem erstmals von Sørensen (1978a,b) für marine Sedimente verwendeten "Acetylen-Block"-Verfahren bestimmt (ähnlich wie die Anwendung in küstennahen Sedimenten: ANDERSEN et al. 1984 bzw. KÄHLER 1989). Wegen der zu erwartenden niedrigen Denitrifikationsraten wurden lange Inkubationszeiten (3 bis 10 Tage) gewählt; bei der längsten Inkubationszeit (10 Tage) begannen sich aber deutliche Änderungen der Umweltbedingungen bzw. Artefakte bemerkbar zu machen, da sich die in situ Bedingungen von Sauerstoffversorgung etc. so lange Zeit nicht aufrecht erhalten lassen. Weil die Raten über den betrachteten Zeitraum nicht konstant waren, wurde auf die Anfangsraten besonderes Gewicht gelegt (vgl. Kap. 3.3.2.4).

In Abb. 62b sind die Tiefenverteilungen der Denitrifikationsrate für die umsatzarmen Stationen M7:402 und M7:449 sowie für die Kerne M7:448 und M7:450 von den Zentralstationen "E" und "H" auf dem Voering-Plateau und dem norwegischen Kontinentalhang dargestellt. Der jeweils flach liegende Übergang zu anoxischen Verhältnissen bei den letztgenannten beiden Stationen ist aus den Nitratprofilen im Porenwasser in Abb. 62a ersichtlich. Der umsatzarme Kern M7:402 (Abb. 62b) zeigt über den gesamten Tiefenbereich von 24 cm keine Denitrifikation an - in Übereinstimmung mit dem Porenwasserprofil. Auch der Kern M7:449 weist bei der direkten Bestimmung nur sehr geringe Raten auf ($0.02 \text{ } \mu\text{mol N} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$),

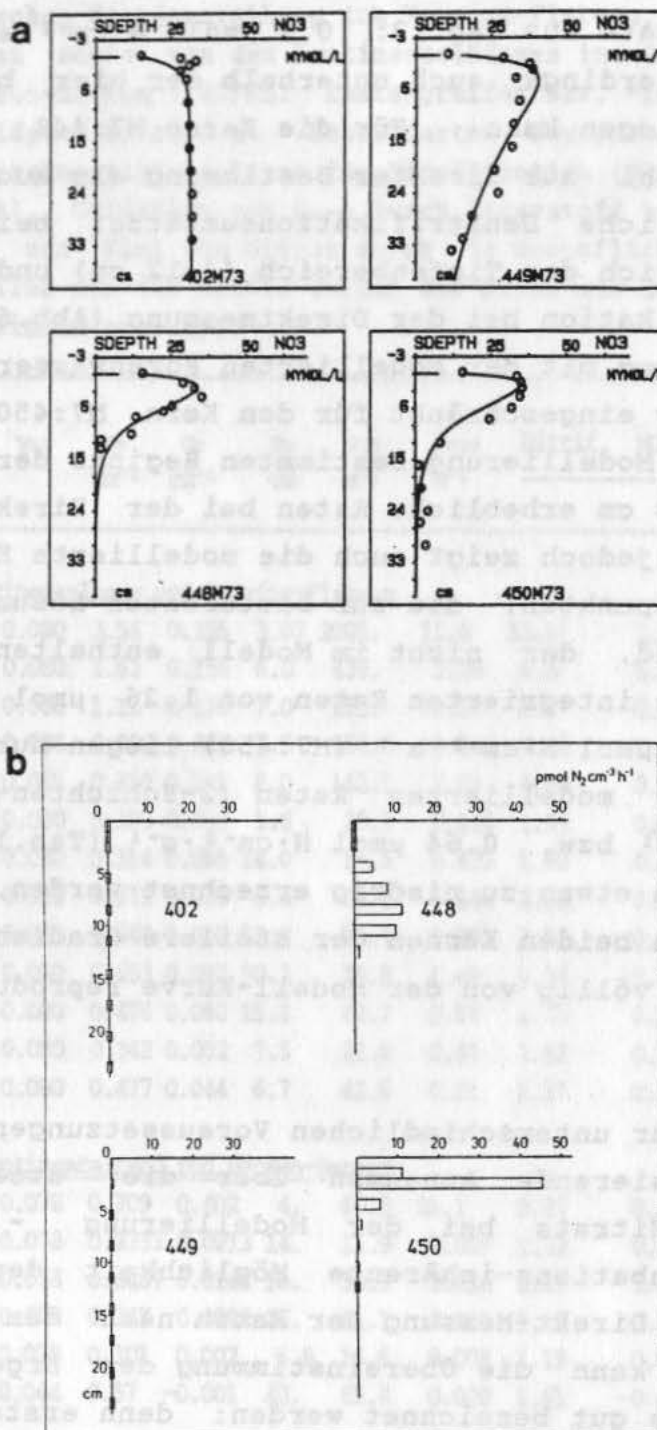


Abb.62 Vergleich von Nitrat-Reduktionsraten durch Modellierung von Nitrat-
verteilungen im Porenwasser und durch Inkubation nach dem C_2H_2 -Block-
Verfahren mit Bestimmung der N_2O -Produktion: (a) die Nitratprofile mit
eingezeichneten Modell-Kurven (s.Text) der Stationen M7:402 und M7:449 mit
tiefliegender anoxischer Schicht (oben) und der relativ schnell akkumulie-
renden Stationen M7:448 ("E") und M7:450 ("H") mit flachliegendem Übergang
zur Sulfatreduktionszone; (b) die vertikale Verteilung der N_2O -Produktions-
raten in den genannten Sedimenten.

während im Porenwasserprofil eine Nitratreduktionszone erkennbar ist (modellierte Rate aus Tab.12: $0.2 \mu\text{mol N}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$), deren Hauptaktivität allerdings auch unterhalb der hier bearbeiteten Tiefe von 24 cm liegen kann. Für die Kerne M7:448 und M7:450 ergeben sich sowohl aus direkter Bestimmung als auch aus der Modellierung deutliche Denitrifikationsumsätze: bei dem Kern M7:448 befindet sich der Tiefenbereich (4-12 cm) und die Lage maximaler Denitrifikation bei der Direktmessung (Abb.62b) in sehr guter Übereinstimmung mit der modellierten Porenwasserkurve. Dies gilt hingegen nur eingeschränkt für den Kern M7:450, wo auch oberhalb des durch Modellierung bestimmten Beginns der Denitrifikation bei ca. 3 cm erhebliche Raten bei der Direktbestimmung beobachtet werden; jedoch zeigt auch die modellierte Kurve Abweichungen von den Meßpunkten, die auf bioturbaten Lösungstransport zurückzuführen sind, der nicht im Modell enthalten ist. Die direkt ermittelten integrierten Raten von $1.26 \mu\text{mol N}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ (M7:448) und $1.63 \mu\text{mol N}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ (M7:450) liegen nur wenig über den entsprechenden, modellierten Raten (2-Schichten-Modell) von $0.81 \mu\text{mol N}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ bzw. $0.64 \mu\text{mol N}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ (Tab.12). Daß die modellierten Raten etwas zu niedrig errechnet werden, liegt z.T. daran, daß in den beiden Kernen der steilere Gradient bei den Meßpunkten nicht völlig von der Modell-Kurve reproduziert wird (Abb.62a).

Angesichts der sehr unterschiedlichen Voraussetzungen für beide Methoden: idealisierende Annahmen über die "steady state" Verteilung des Nitrats bei der Modellierung - methodische Annahmen und Inkubations-inhärente Möglichkeit der Artefakt-Bildung bei der Direkt-Messung der Raten nach dem "Acetylen-Block"-Verfahren, kann die Übereinstimmung der Ergebnisse aus beiden Methoden als gut bezeichnet werden: denn erstens wird das Ausbleiben bzw. die relative Intensität von Denitrifikation ähnlich angezeigt, zweitens werden ähnliche Tiefenverteilungen für das Auftreten von Denitrifikation beobachtet und drittens liegen die errechneten Raten bei den umsatzreichen Sedimenten relativ dicht beieinander. Bei der Station M7:449 ermöglicht der unzureichend tief bearbeitete Bereich keinen abschließenden Vergleich der Raten. Da Porenwasserprofile zur Bestimmung von Umsatzraten relativ leicht gewonnen werden können, wird man sich vor allem für großflächige Aufnahmen auf solche Porenwasser-

Tab.12 Modellresultate nach dem 2-Schichten-Modell für NO₃-Profile vom Norwegischen Kontinentalhang zum Voering-Plateau, vom zentralen Voering-Plateau sowie von den Kontinentalhängen ins Grönländische bzw. Arktische Nansen-Becken (KG/KL: Kastengreifer bzw. -lot; γ_{N_2} : Verhältnis von gebildetem Nitrat zu konsumiertem Sauerstoff; k_{O_2} , k_{NO_3} : Geschwindigkeitskonstanten; Raten für Nitrifikation (Nitrif.), Nitratreduktion (NO₃-R), Oxidation von C_{org} durch Sauerstoff bzw. Nitrat (CoxO₂ bzw. CoxNO₃) und Fluß von Nitrat durch die Grenzfläche (F_{NO₃})). Bei einigen Profilen aus der Arktis wurden die Daten aus Kastengreifer und Kastenlot gemeinsam angepaßt.

Station	KG/KL	γ_{N_2}	α_2 cm ⁻¹	α_3 cm ⁻¹	z_0 cm	k_{O_2} a ⁻¹	k_{NO_3} a ⁻¹	Nitrif.	NO ₃ -R	CoxO ₂	CoxNO ₃	F _{NO3}
										$\mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$		
<u>Norwegischer Kontinentalhang und Voering-Plateau</u>												
M2/2:100	KG	0.080	3.54	0.295	3.07	2005.	11.4	13.9	1.26	151.5	1.41	12.6
M2/2:101	KG	0.080	1.63	0.155	6.0	436.	3.26	6.5	0.52	70.0	0.58	5.98
M7/3:450	KG	0.080	1.12	0.136	7.0	252.	3.03	5.5	0.64	57.8	0.72	4.86
P119:292	KG	0.085	0.836	0.243	7.5	156.6	10.84	4.92	0.82	48.0	0.92	4.09
M7/3:448	KG	0.085	0.810	0.231	8.0	142.1	7.03	4.69	0.81	45.8	0.91	3.85
M2/1:066	KG	0.080	0.393	0.032	5.6	28.9	0.166	1.81	0.16	17.4	0.17	1.65
M2/1:091	KG	0.080	0.314	0.055	14.0	18.5	0.475	1.60	0.22	15.4	0.25	1.38
M2/2:103	KG	0.080	0.571	0.030	6.4	61.1	0.144	2.88	0.18	27.6	0.20	2.70
M7/3:449	KG	0.080	0.644	0.036	12.0	77.7	0.203	3.33	0.19	32.0	0.21	3.14
M7/3:452	KG	0.080	0.653	0.097	30.2	79.8	1.49	3.38	0.19	32.4	0.21	3.19
M7/3:460	KG	0.080	0.478	0.060	15.2	42.7	0.57	2.47	0.23	23.7	0.27	2.24
P137:186	KG	0.080	0.342	0.052	7.5	21.8	0.43	1.63	0.23	15.7	0.26	1.40
P142:1184	KG	0.080	0.477	0.044	6.7	42.5	0.31	2.37	0.23	22.7	0.25	2.14
<u>Grönländischer Kontinentalrand und Becken-Bereich</u>												
M7/5:568	KG	0.078	0.709	0.402	4.	80.5	21.1	2.87	0.83	31.0	0.93	2.04
M7/5:566	KG	0.078	0.2733	0.0213	14.	11.9	0.059	1.12	0.082	12.1	0.092	1.02
M7/5:564	KG	0.078	0.4487	0.0146	16.	38.9	0.034	2.13	0.082	23.0	0.092	2.04
M7/5:556	KG	0.078	0.247	0.0082	16.	11.7	0.011	1.16	0.046	12.6	0.051	1.09
M7/3:439	KG	0.078	0.301	0.007	6.9	16.6	0.008	1.19	0.033	11.7	0.037	1.16
M7/3:402	KG	0.044	0.57	-0.001	40.	65.4	0.000	1.61	-0.005	27.7	-0.006	1.62
<u>Arktischer Kontinentalrand und Nansen-Becken</u>												
A4/3:296	KG	0.116	1.47	0.29	6.	464.	14.5	11.2	1.77	74.6	1.98	9.5
A4/3:287	KG	0.078	1.86	0.64	3.	718.6	69.3	9.4	2.01	101.	2.3	7.2
A4/3:280	KG	0.078	0.927	0.24	8.	157.5	8.65	4.1	0.394	44.7	0.44	3.73
A4/3:269	KG	0.078	12.9	0.36	1.7		17.5	55.6	1.46	602.	1.64	54.2
A4/3:340	KG	0.078	0.024	0.054	43.4	0.117	0.48	0.117	0.100	1.26	0.112	-0.024
A4/3:362	KG	0.078	0.058	0.014	20.0	0.655	0.029	0.269	0.039	2.91	0.04	0.146
A4/3:364	KG	0.078	0.030	0.036	51.8	0.150	0.171	0.121	0.010	1.31	0.01	0.086
A4/3:371	KG+KL	0.078	0.019	0.025	69.1	0.058	0.066	0.074	0.041	0.80	0.046	0.012
A4/3:376	KG+KL	0.030	0.028	0.033	80.	0.121	0.140	0.041	0.030	1.29	0.034	0.006

Untersuchungen stützen wollen; dazu ist es aber erforderlich, daß die Modell-Rechnungen durch weitere Direktmessungen - wie hier gezeigt - abgesichert werden.

4.3.2.1.4 Norwegischer und Grönländischer Kontinentalrand

In Abb.63 sind drei typische Nitratprofile vom norwegischen Kontinentalhang bei 600 m (Station M2:100), vom Übergang zum Voering-Plateau bei 967 m ("H"; Station M2:101), wo schelfabwärts transportiertes Feinmaterial zur Ablagerung gelangt (HOLTEDAHL and BJERKLI 1982), und von der Zentralstation "Z" (1430 m) in der Mitte des Voering-Plateaus dargestellt. Die Profile zeigen - auch bei der flachsten Station - eine klare Auflösung von Nitrifikations- und Nitrat-Reduktionszone sowie eine schrittweise Vertiefung des Bereiches von O_2 - und Nitrat-Reduktion mit zunehmender Wassertiefe. Da an dieser Stelle im Sediment die Reduktion von Eisen(III)-Verbindungen bzw. anoxische Verhältnisse beginnen, kann die Grenze häufig auch an einer typischen Farbänderung im Sediment erkannt werden (LYLE 1983), die allerdings bei der Station "Z" im üblichen Tiefenbereich eines Kastengreifers nicht erreicht wird. Verbunden ist mit der regelmäßigen Vertiefung des Übergangs zum anoxischen Milieu auch eine Verminderung des C_{org} -Umsatzes sowohl durch Sauerstoff als auch durch Nitrat, wie die in Tab.12 zusammengefaßten Ergebnisse der Modellierung von Nitrat-Profilen nach dem 2-Schichten-Modell zeigen. Die Anpassung nach dem 2-Schichten-Modell an die Daten der Station M2:100 liegt allerdings schon an der Grenze vertrauenswürdiger Modellanpassung, da die Porenwasserdaten kaum noch hinreichend den raschen Wechsel von O_2 -Reduktion zu NO_3 -Reduktion auflösen und sich also die Menge der Datenpunkte begrenzend auswirkt.

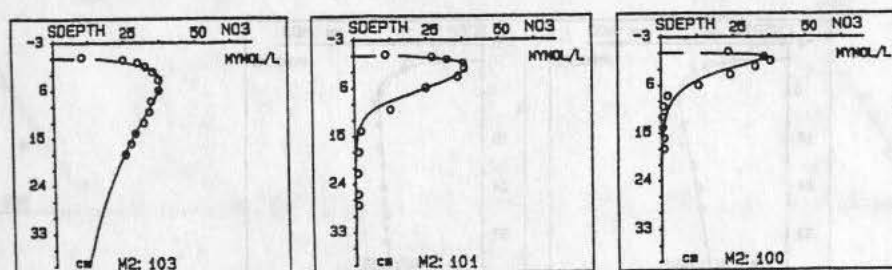


Abb.63 Nitrat-Profile im Porenwasser mit den Anpassungs-Kurven (2-Schichten-Modell) von Sedimenten des Norwegischen Kontinentalhangs bis zum Voering-Plateau (v.l.n.r. (West => Ost): M2:103, M2:101, M2:100).

Die regelmäßige Abnahme des Kohlenstoffumsatzes durch Sauerstoff (CoxO_2) in Tab.12 von ca. $150 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ über $70 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ zu weniger als $30 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ sowie die Tiefenausdehnung der oxischen Schicht mit zunehmender Wassertiefe und zunehmendem Abstand zum Schelf, die hier für den Übergang zum Voering-Plateau beschrieben wurden, sind nicht zwangsläufig bei Übergängen vom Schelfrand in die Tiefsee-Becken gegeben. Bei weiter nördlich gelegenen Traversen über den - dort steileren - norwegischen Kontinentalrand (BALZER, unveröff.) ergab sich, daß bei mittleren Tiefen am Hang, wo der hangabwärts gerichtete Transport von C_{org} durch turbulente Prozesse stark reduziert wird, größte Denitrifikationsraten und eine flacher liegende Grenze zum anoxischen Milieu angetroffen werden als am oberen Hang—ebenso wie am anschließenden Kontinentalfuß.

Weniger drastisch sind die Unterschiede bei einer Traverse über den grönländischen Kontinentalrand bei $70^\circ\text{--}72^\circ\text{N}$, wie sich in Abb.64 zeigt, wo Profile vom Schelf bei 400 m (Station: M7:568), dem Übergang in den Beckenbereich südlich der Jan-Mayen-Fracture-Zone bei 700 m (Station: M7:566), bei 1100 m (Station: M7:556) und bei 1200 m (Station: M7:564) miteinander verglichen werden. Die Station auf dem Schelf zeigt zwar mit $31 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ den

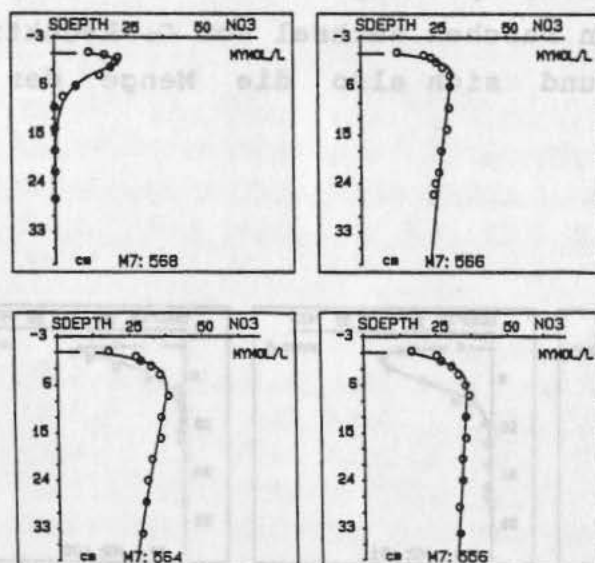


Abb.64 Nitrat-Profile im Porenwasser mit den Anpassungs-Kurven (2-Schichten-Modell) von Sedimenten des Grönländischen Kontinentalhangs mit den Stationen (a) M7:568, (b) M7:566, (c) M7:564 und (d) M7:556.

größten C_{org} -Umsatz von den 4 Stationen an, liegt jedoch nicht so deutlich über den Raten der 3 Stationen vom Kontinentalrand (im Mittel: $15.9 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$; vgl. Tab.12) wie bei dem zuvor beschriebenen Transekt auf der norwegischen Seite.

4.3.2.1.5 Kontinentalrand zum Nansen-Becken

In Abb.65 (oberste Reihe) sind die nach dem 2-Schichten-Modell behandelten Nitratprofile vom Schelf nordöstlich von Svalbard und dem Kontinentalrand in das östliche zentrale Arktische Becken dargestellt; die Kerne reichen von der Station A4:269 bei 200 m auf dem Schelf über Station A4:280 bei 700 m am Hang bis zu den Stationen A4:287 (2837 m) und A4:296 (3004 m) am Kontinentalfuß.

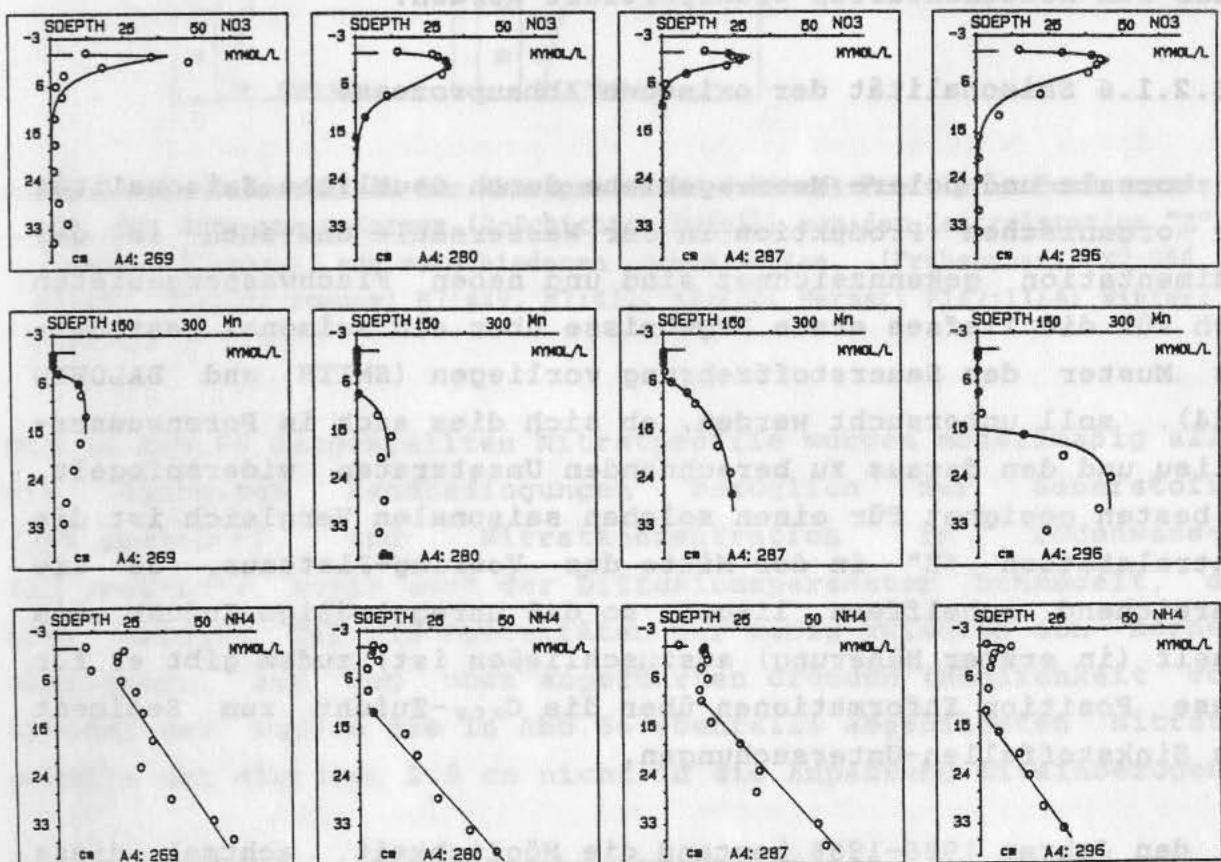


Abb.65 Nitrat-, Mangan- und Ammonium-Profile im Porenwasser mit den jeweiligen Anpassungs-Kurven des Kontinentalhangs vom Arktischen Schelf ins Nansen-Becken (v.l.n.r. (Süd => Nord): A4:296, A4:287, A4:280, A4:269).

Dabei liegt die Station A4:269 jenseits der Anwendbarkeit des 2-Schichten-Modell, da die Zonen von Nitrifikation und Denitrifikation (vgl. auch GOLOWAY and BENDER 1982) nicht durch hinreichend viele Datenpunkte voneinander getrennt sind. Außerdem ist hier davon auszugehen, daß die verschiedenen Milieuzonen sich - wie auch im Flachwasserbereich - teilweise überlappen; das Auftreten von Sulfatreduktion bis in den Oberflächenbereich hinein zeigt die Ammonium-Verteilung im Porenwasser (Abb.65-unterste Reihe), deren mehr oder weniger linearer Anstieg an der Oberfläche endet und nicht - wie bei weniger aktiven Tiefseesedimenten beobachtet - am Unterrand der Nitratreduktionszone; die für diese Station berechenbaren Umsatzgrößen für C_{org} -Oxidation haben keine praktische Relevanz. Die auch bei den anderen drei Sedimenten relativ hohen Umsatzraten (s. Tab.12) von C_{org} zwischen $45 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ und $101 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ zeigen, daß beträchtliche Mengen der über dem Schelf produzierten organischen Materie den steilen Hang hinab zum Kontinentalfuß transportiert werden.

4.3.2.1.6 Saisonalität der oxischen Abbauprozesse

Da boreale und polare Meeresgebiete durch deutliche Saisonalität der organischen Produktion in der Wassersäule und auch in der Sedimentation gekennzeichnet sind und neben Flachwassergebieten auch für die Tiefsee erste Ergebnisse über ein saisonal gesteuertes Muster der Sauerstoffzehrung vorliegen (SMITH and BALDWIN 1984), soll untersucht werden, ob sich dies auch im Porenwasser-milieu und den daraus zu berechnenden Umsatzraten widerspiegelt. Am besten geeignet für einen solchen saisonalen Vergleich ist die Zentralstation "Z" in der Mitte des Voering-Plateaus, da sie hinreichend schelffern liegt, so daß unregelmäßige Zufuhr vom Schelf (in erster Näherung) auszuschließen ist; zudem gibt es für diese Position Informationen über die C_{org} -Zufuhr zum Sediment aus Sinkstoffallen-Untersuchungen.

In den Jahren 1986-1988 bestand die Möglichkeit, achtmal diese Position anzulaufen (vgl. auch Kap.4.2), wobei die meisten Daten durch die Schiffseinsatzpläne bedingt in der Zeit vom Mai bis August gewonnen wurden; daneben konnten aber auch im Verlauf der Expeditionen POS137 und POS142 (s. Anhang) Proben von dieser Station aus dem Februar und dem November erhalten werden.

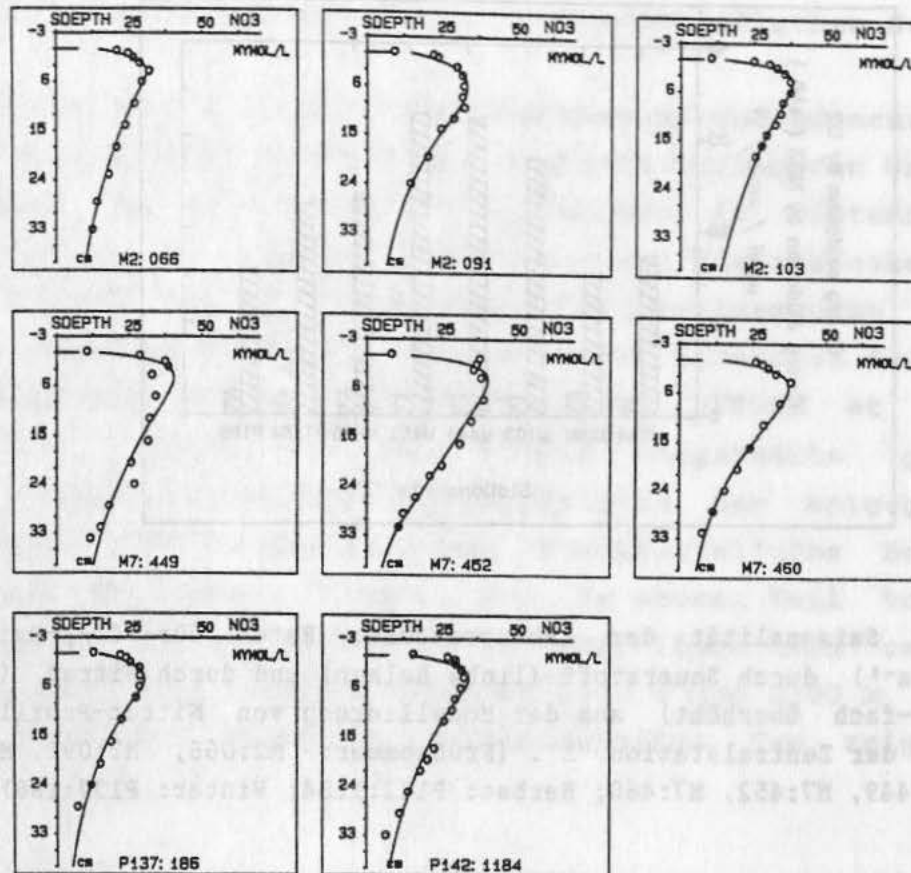


Abb.66 Zur Saisonalität der Abbauprozesse: 8 Nitrat-Profile im Porenwasser mit den Anpassungs-Kurven (2-Schichten-Modell) von der Zentralstation "Z" (Voering-Plateau) aus verschiedenen Jahreszeiten. (Frühsommer: M2:066, M2:091, M2:103; Sommer: M7:449, M7:452, M7:460; Herbst: P142:1184; Winter: P137:186).

Die in Abb.66 dargestellten Nitratprofile wurden modellmäßig alle mit denselben Randbedingungen bezüglich der Sauerstoff- ($346 \mu\text{mol}\cdot\text{L}^{-1}$) und Nitratkonzentration im Bodenwasser ($15 \mu\text{mol}\cdot\text{L}^{-1}$) sowie auch der Diffusionsparameter behandelt, da sich zeigte, daß die Porositäten nur wenig zwischen den Kernen variierten. Aus den oben angeführten Gründen (Möglichkeit von Artefakten) wurden die in Abb.66 ebenfalls abgebildeten Nitratgehalte der obersten 1.5 cm nicht in die Anpassung miteinbezogen.

Die Ergebnisse nach dem 2-Schichten-Modell sind in Tab.12 aufgelistet und in Abb.67 graphisch dargestellt. Nach dem jahreszeitlichen Gang der Sedimentation auf dem Voering-Plateau (Sinkstoff-falle in 500 m Wassertiefe: Abb.36) und dem Verlauf der Radio-caesiumzufuhr zu dieser Station (unter der Annahme, daß diese zusammen mit organischem Material erfolgte: vgl. Kap.4.2.1.1)

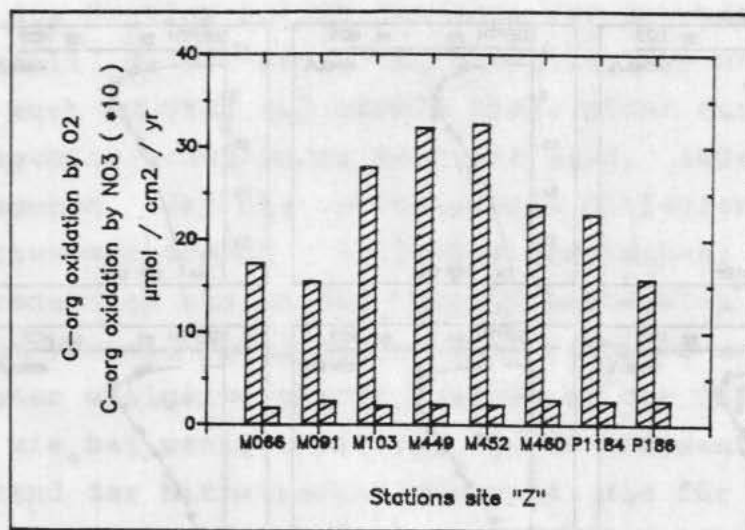


Abb.67 Zur Saisonalität der Abbauprozesse: Raten für C_{org} -Oxidation ($\mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$) durch Sauerstoff (linke Balken) und durch Nitrat (rechte Balken, 10-fach überhöht) aus der Modellierung von Nitrat-Profilen im Porenwasser der Zentralstation "Z". (Frühsommer: M2:066, M2:091, M2:103; Sommer: M7:449, M7:452, M7:460; Herbst: P142:1184; Winter: P137:186).

kann davon ausgegangen werden, daß neben den Kernen P137:186 (Februar) und P142:1184 (November) auch die Kerne M2:066 und M2:091 aus dem Juni zu einer Situation geringer Zufuhr frischen organischen Materials und entsprechend geringen Umsatzes gerechnet werden können. Für diese 4 Stationen aus der "Hungerphase" für die benthischen Organismen ergibt sich eine mittlere C_{org} -Oxidation durch Sauerstoff von $17.8 \pm 3.4 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$, während die restlichen Kerne aus dem Sommer bis zur 2.Hälfte des August einen mittleren Umsatz von $28.9 \pm 4.1 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ ausweisen. Trotz der unvermeidlichen Heterogenität zwischen verschiedenen Sedimentstationen kann dies als Hinweis auf eine Reaktion des Porenwassermilieus und des benthischen Umsatzes auf die Saisonalität der organischen Zufuhr aus der Wassersäule gewertet werden. Die zum Vergleich ebenfalls in Abb.66 (in zehnfacher Überhöhung) dargestellten C_{org} -Oxidationsraten durch Nitrat (C_{oxNO_3} in Tab.12) zeigen diesen Trend nicht, sind aber hinsichtlich des Gesamtumsatzes von geringerer Bedeutung. Als gewichteter Mittelwert (mit 4 Monaten erhöhten Umsatzes und 8 Monaten geringerer Aktivität) ergibt sich eine C_{org} -Oxidation von $21.5 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ durch Sauerstoff- und von $0.21 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ durch Nitratreduktion.

4.3.2.1.7 Beckenbereich der Norwegisch-Grönländischen See

Im Gegensatz zu den Schelf- und Kontinentalrandsedimenten ist in den zentralen Tiefseegebieten mit deutlich geringeren Umsatzraten zu rechnen, da die organische Produktion in küstennahen und Schelfgebieten i.a. höher ist als über den Tiefseebecken und ein höherer Anteil des die euphotische Zone verlassenden Materials wegen der größeren Wassertiefe bereits vor Erreichen des Meeresbodens abgebaut worden ist (SUESS 1980; BERGER et al. 1987); andererseits könnte der vom Schelf hangabwärts gerichtete laterale Transport von organischer Materie dem entgegenwirken, sofern diese nicht in der Nähe des Kontinentalfußes bereits zu endgültiger Ablagerung kommt. Die im oberen Teil von Abb. 68 dargestellten Nitratprofile aus Kastengreifern (bis ca. 35 cm Sedimenttiefe) aus Tiefen zwischen 1700 m und 2300 m im westlichen Teil der Norwegisch-Grönländischen See zeigen einen

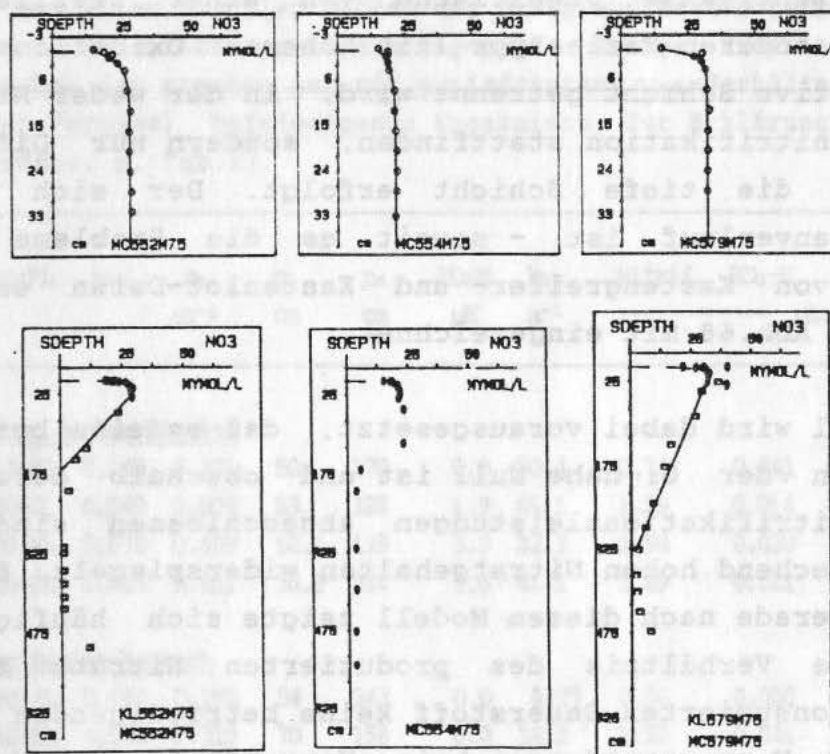


Abb. 68 Nitrat-Profile im Porenwasser mit den Anpassungs-Kurven (s. Text) von Sedimenten des Grönländischen Becken-Bereiches (M7:552, M7:554, M7:579). Obere Reihe: oberflächennahe Schichten (Kastengreifer); untere Reihe: Daten aus den Kastengreifern mit den dazu gehörigen Kastenlotkernen (Vierecke).

Anstieg des Nitrats durch Nitrifikation auf konstante Werte bereits in der Nähe der Sedimentoberfläche und signalisieren - auf den ersten Blick - durch das Ausbleiben von Anzeichen für Denitrifikation eine C_{org} -Limitierung für den Abbau und die Existenz von Sauerstoff in der gesamten Sedimentsäule. Nach dem oben erläuterten 1-Schicht-Modell kann daraus der C_{org} -Umsatz berechnet werden.

Bei Hinzuziehung von Daten aus Kastenloten, die - einen wesentlich größeren Tiefenbereich überdeckend - für diese Stationen zur Verfügung stehen (Abb.68 untere Reihe), ergibt sich ein grundsätzlich anderes Bild: offensichtlich gibt es in den Sedimenten in Tiefen zwischen ca. 170 cm (Station M7:552) und 340 cm (Station M7:579) Schichten, in denen so intensive Denitrifikationsprozesse stattfinden, daß sie über weite Strecken durch Diffusion das Nitrat aus darüberliegenden Schichten abziehen. Diese Situation ist der eigentliche Anwendungsbereich des oben erläuterten 3-Schichten-Modells, bei dem eine Nitrifikationszone nahe der Sediment/Wasser Grenzfläche von einer tiefliegenden Schicht eines anderen Faziestyps (mit höheren Oxidationsraten) durch eine inaktive Schicht getrennt wird, in der weder Nitrifikation noch Denitrifikation stattfinden, sondern nur Diffusion von Nitrat in die tiefe Schicht erfolgt. Der sich daraus ergebende Kurvenverlauf ist - soweit es die Probleme beim Zusammenfügen von Kastengreifer- und Kastenlot-Daten erlauben (s.u.) - in die Abb.68 mit eingezeichnet.

Durch das Modell wird dabei vorausgesetzt, daß es eine bestimmte Tiefe gibt, an der O_2 nahe Null ist und oberhalb derer die wesentlichen Nitrifikationsleistungen abgeschlossen sind, die sich in entsprechend hohen Nitratgehalten widerspiegeln. Bei der Modellierung gerade nach diesem Modell zeigte sich häufig, daß das vorgegebene Verhältnis des produzierten Nitrats zu dem währenddessen konsumierten Sauerstoff keine befriedigenden Ergebnisse lieferte. Wenn stattdessen keine Vorgaben für das Verhältnis von Nitrat zu Sauerstoff gemacht wurden, ergaben sich Verhältnisse, nach denen relativ wenig Nitrat beim oxischen Abbau produziert wird, was auf ein höheres C/N-Verhältnis zurückzuführen wäre; nach den obigen Ausführungen zur Verteilung von C_{org} und N_{org} (Kap.4.3.1) ist davon aber nahe der Sedimentoberfläche

nicht auszugehen. Es ist allerdings möglich, daß die organische Materie tieferer Schichten, die viel aufgearbeitetes "fossiles" Material enthält, den Sauerstoffumsatz beeinflusst. Zudem könnte eine Situation eine Rolle spielen, die WILSON et al. (1985) bei der Analyse von fröhdiagenetischen Effekten beschreiben, die von eingelagerten Turbiditen (vgl. ihre Station: 10554) auf die Verteilung sedimentärer Komponenten ausgeübt werden: an Hand gleichzeitig ermittelter O_2 -Profile im Porenwasser (die hier nicht zur Verfügung stehen) konnten sie nachweisen, daß unter solchen Bedingungen der Sauerstoff nur zu einem Teil nahe der Sediment/Wasser-Grenzfläche verbraucht wird, während ca. 30% des Sauerstoffs bis in die tiefliegende Schicht diffundieren und dort zusammen mit dem Nitrat durch erhöhte C_{org} -Gehalte schnell konsumiert werden. Bei den in Tab.13 zusammengefaßten Modellrechnungen nach dem 3-Schichten-Modell errechnen sich Eindring-

Tab.13 Modellresultate nach dem 3-Schichten-Modell für einige NO_3^- -Profile aus dem Norwegisch-Grönländischen und aus dem Arktischen Becken-Bereich. Bei allen Profilen wurden die Daten aus Kastengreifern (Oberfläche) und Kastenloten gemeinsam angepaßt. Einige Profile aus der Grönländischen See ergeben nur mit erniedrigten γ_{N_2} -Verhältnissen (gegenüber der Vorgabe) befriedigende Ergebnisse. Zur Erklärung der tabellierten Größen: s. Tab.12.

Station	KG/KL	γ_{N_2}	O_2 cm^{-1}	Zn cm	Zn cm	NO_3^-M μM	k_{O_2} a^{-1}	Nitrif.	NO_3^-R	$C_{ox}O_2$	$C_{ox}NO_3$	F_{NO_3}
<hr/>												
<u>Grönländischer Becken-Bereich</u>												
M7/5:552	KG+KL	0.049	0.221	50	170	0.0	10.4	0.74	0.041	13.7	0.047	0.70
M7/5:579	KG+KL	0.049	0.509	88	328	1.9	46.1	1.39	0.014	25.7	0.016	1.37
M7/5:564	KG+KL	0.078	0.409	52.5	139	3.3	32.3	1.94	0.030	21.0	0.033	1.90
M7/5:556	KG+KL	0.053	0.461	30.9	214	5.6	41.1	1.49	0.021	24.9	0.023	1.47
<u>Norwegischer Becken-Bereich</u>												
M2/2:108	KG+KL	0.051	0.190	54	243	0.0	6.79	0.56	0.020	9.91	0.022	0.54
M2/2:117	KG+KL	0.078	0.319	70	158	0.0	16.2	1.23	0.041	13.3	0.046	1.19
M2/2:114	KG+KL	0.078	0.0312	166	280	2.0	0.183	0.14	0.011	1.53	0.012	0.13
M2/2:111	KG+KL	0.078	0.157	45	266	9.0	4.62	0.71	0.016	7.68	0.018	0.69
<u>Nansen-Becken</u>												
A4/3:340	KG+KL	0.078	0.014	89.8	90	0.0	0.036	0.06	0.075	0.066	0.085	

tiefen für den Sauerstoff, die wesentlich flacher als der Aufzehrungshorizont des Nitrats liegen und somit nicht der bei WILSON et al. (1985) beschriebenen Situation entsprechen; bei Gültigkeit hoher C/N-Verhältnisse in der gesamten Sedimentsäule ergäben sich hingegen Eindringtiefen von O_2 bis in die Nähe des genannten Nitrathorizontes.

Für die hier beschriebenen Kerne werden in der geologischen Kernbeschreibung des Fahrtberichtes (HIRSCHLEBER et al. 1988) in den Tiefen, die die Aufzehrung von Nitrat anzeigen, zwar keine Turbidite ausgewiesen, wohl aber ist wegen der sehr heterogenen Ablagerungsgeschichte in der Norwegisch-Grönländischen See mit diskreten Horizonten höherer C_{org} -Gehalte und höherer Umsatzraten grundsätzlich zu rechnen (HENRICH et al. 1989). Auch die

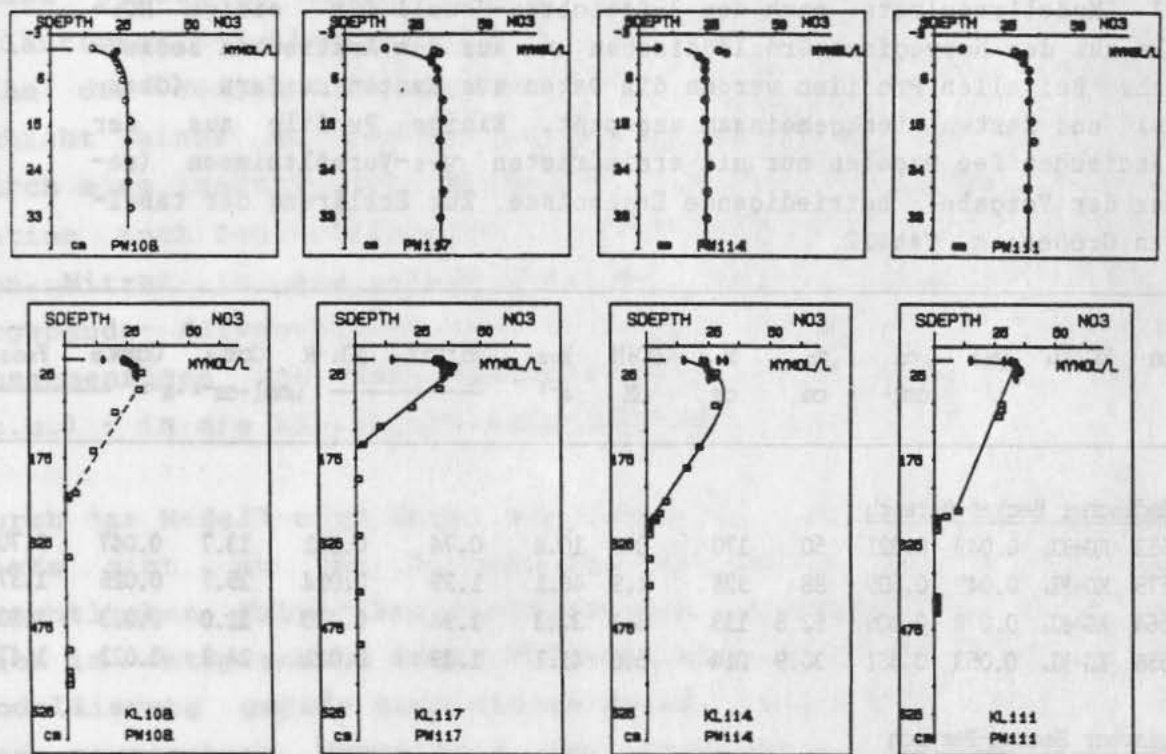


Abb.69 Nitrat-Profile im Porenwasser mit den Anpassungs-Kurven von Sedimenten des Norwegischen Becken-Bereiches (v.l.n.r. (West => Ost): M2:108, M2:117, M2:114, M2:111). Obere Reihe: oberflächennahe Schichten (Kastengreifer); untere Reihe: Daten aus den Kastengreifern mit den dazu gehörigen Kastenslotkernen (Vierecke).

beschriebene Situation ist prinzipiell der numerischen Modellierung zur Gewinnung kinetischer Parameter zugänglich (vgl. JAHNKE et al. 1982b; WILSON et al. 1985; oder ein Vielschichten-Modell, analog zu den oben verwendeten Mischungsmodellen: Kap.4.2.1). Bei den hier und auch nachfolgend für die Kerne aus der östlichen Norwegisch-Grönländischen See und dem Arktischen Ozean dargestellten Porenwasserprofilen wurde davon aber aus zwei Gründen abgesehen: a) die Profilpunkte im oberen Sedimentbereich sind nicht gut definiert, da es probenahmetechnisch bedingte Schwierigkeiten (Störungen, Verluste, Stauchungen in obersten Bereich der Kastenlote; vgl. Fahrtbericht: HIRSCHLEBER et al. 1988) bislang nicht möglich machen, Kastengreifer- und Kastenlot-Daten exakt zusammenzufügen; aus diesem Grunde zeigen auch die dargestellten "gemischten" Profile aus Kastengreifern und -loten keine optimalen Anpassungen und sind entsprechend unsicher in den Modellergebnissen; b) auf Grund der zahlreichen abzuschätzenden Hilfsparameter wäre ein solches, zusätzliches Modell, das sich nur auf die Verteilung von Nitrat und C_{org} stützen kann, spekulativ, da es hier nicht durch unabhängige Messungen der O_2 -Gehalte im Porenwasser abgestützt und überprüft werden kann.

Ähnliche Verhältnisse wie vor Grönland werden auch auf der westlichen Seite der Norwegisch-Grönländischen See nahe dem Voering-Plateau angetroffen. In Abb.69 sind die Nitratverteilungen aus Kastengreifern und Kastenloten der Stationen M2: 108, 111, 114 und 117 (in der Nomenklatur des Geol.-Paläontol. Inst. Kiel: 23059, 23062, 23065 und 23068; vgl. HENRICH et al. 1989) dargestellt. In den obersten 30 cm (Kastengreifer) läßt sich wieder bei allen Kernen eine rasche Zunahme des Nitrats auf maximale und dann konstante Werte erkennen, die eine Nitrifikation auf der Basis rezenter Zufuhr von organischer Materie signalisieren. Die darunter abgebildeten Daten aus Kastenloten (zusammen mit denen des jeweiligen Kastengreifers) zeigen die oben beschriebene lineare Diffusionsstrecke bis zu einer Schicht, in der das Nitrat konsumiert wird (sowie evtl. restlicher Sauerstoff). Durch Arbeiten von HENRICH et al. (1989), die den Wechsel verschiedener Sedimentfaziestypen in diesen Kernen in Beziehung zu den Glazial/Interglazialzyklen der letzten 350000 Jahre setzen, ist bekannt, daß in mächtigere Sedimentpakete C_{org} -reiche Horizonte (Facies-typen D-F bei HENRICH et al. 1989) eingeschoben sind, die zu

einem wesentlichen Teil den vom Schelf während des Übergangs vom Spätglazial zur Abschmelzphase erodierten und resuspendierten organischen Kohlenstoff enthalten. Diese C_{org} -reichen Lagen erzeugten schon während der Ablagerung anoxische Verhältnisse dicht unter der Oberfläche, wie durch Anreicherungsschichten von redox-abhängigen Metallen (vgl. dazu auch: Kap.4.3.2.4) in der Nähe von diesen Horizonten dokumentiert ist; regional betrachtet nehmen diese dunklen Schichten in Häufigkeit und Mächtigkeit nach Westen ab (HENRICH et al. 1989; in Abb.69 entsprechend: von rechts nach links).

Die hier vorgestellten Nitratprofile, die ja die heutigen Grenzen von oxischen und anoxischen Verhältnissen widerspiegeln, enden nur zum Teil in denselben Faziestypen (nach HENRICH et al.1989): die Nitratreduktionszone der Stationen M2:111 und 114 reicht unmittelbar bis zu einem Horizont des Faziestyps F, der im Bereich des Isotopenstadiums 5/6 vor ca. 130000 Jahren abgelagert wurde; auch das Nitratprofil des Kerns M2:108 endet in einer Sedimentschicht diesen Alters, die zwar noch einen Peak im C_{org} aufweist, sich aber nicht (mehr) makroskopisch als zum Faziestyp F gehörig zu erkennen gibt. In einer wesentlich jüngeren dunkelgrauen Schicht des Faziestyps C beginnt nach dem Nitratprofil das heutige anoxische Milieu an der Station M2:117. Die naheliegende Vermutung, daß der durch rezenten Abbau nicht verbrauchte Sauerstoff schrittweise von oben nach unten alle früher abgelagerten C_{org} -reichen Horizonte bis auf einen konstanten Hintergrund schwerst abbaubaren Materials aufoxidiert, erweist sich nur als begrenzt richtig, da die sehr detaillierten C_{org} -Profile bei HENRICH et al. (1989) für die Kerne M2:114 und M2:111 auch oberhalb der heutigen Grenze zu anoxischen Verhältnissen Peaks im C_{org} aufweisen. Aller Wahrscheinlichkeit nach handelt es sich dabei aber um erodiertes, aufgearbeitetes Material mit sehr langer Abbaugeschichte, aus dem sämtliche labilen C_{org} -Komponenten schon früher entfernt worden sind.

4.3.2.1.8 Arktis: Nansenbecken und Nansen-Gakkel-Rücken

Ebenfalls ungewöhnliche Verhältnisse werden in den Sedimenten des Nansen-Beckens und des Nansen-Gakkel-Rückens angetroffen: in der oberen Reihe von Abb.70 sind Nitratprofile aus Kastengreifern dargestellt, deren Konzentrationen nur sehr wenig über den Boden-

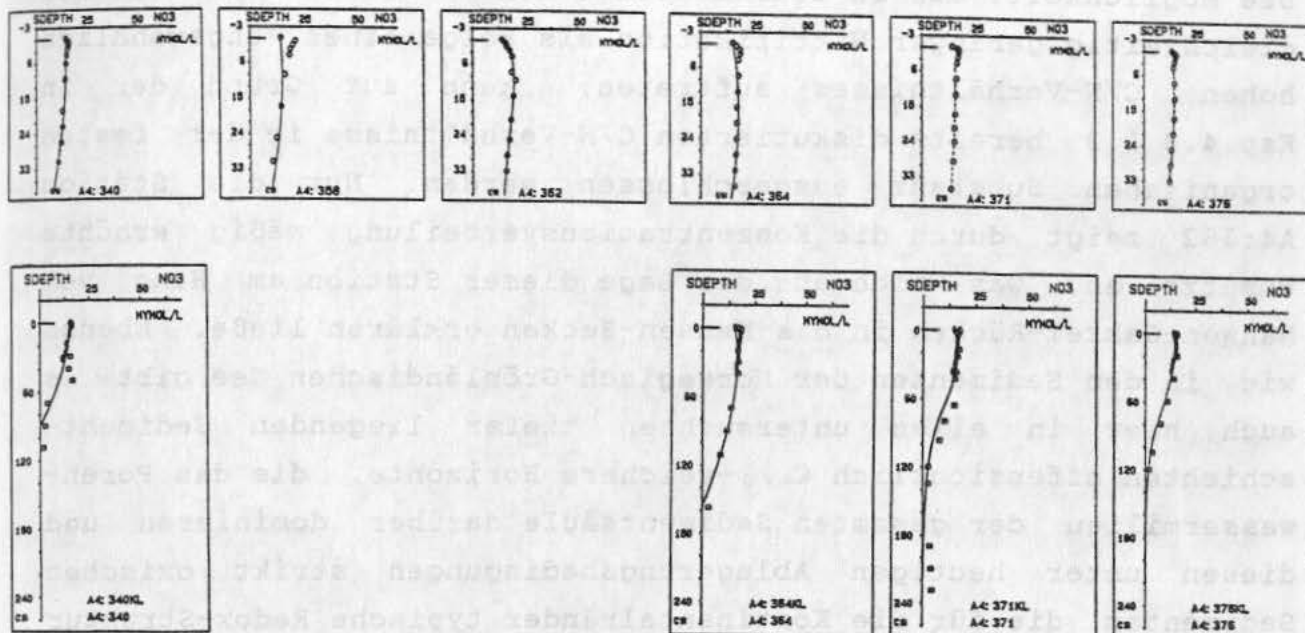


Abb.70 Nitrat-Profile im Porenwasser mit den Anpassungs-Kurven (s.Text) aus dem Arktischen Ozean (Nansen-Becken und Nansen-Gakkel-Rücken), die außerordentlich niedrige Umsätze nahe der Oberfläche und die Abhängigkeit der Profile von Prozessen in tiefliegenden Schichten zeigen (v.l.n.r. (Süd => Nord): A4:340, A4:358, A4:362, A4:364, A4:371, A4:376). Obere Reihe: oberflächennahe Schichten (Kastengreifer); untere Reihe: Daten aus den Kastengreifern mit den dazu gehörigen Kastenloten.

wasser-Gehalten liegen. Die Tatsache, daß die Werte der obersten 5 cm zumeist nicht genau auf einer für Diffusions-Reaktions-Verhältnisse typischen Linie liegen, ist m.E. dem oben beschriebenen Umstand zuzuschreiben, daß in der Zeit zwischen Entnahme der Probe vom Meeresboden und der Abtrennung des Porenwassers durch Druckunterschiede bedingte, rasche Zerfalls- und anschließende Umsatzprozesse stattgefunden haben; es kann allerdings wegen der Jahreszeit der Expedition (Sommer, mit vermutlich dem Maximum der Zufuhr durch Sedimentation) die Möglichkeit nicht ausgeschlossen werden, daß die leicht erhöhten Werte nahe der Sediment/Wasser Grenzfläche die Folge eines kurzzeitigen oxidativen Umsatzes sind, während die darunterliegende Verteilung eher dem jahreszeitlichen Mittel entspricht.

Nichtsdestoweniger zeigen diese Profile eine äußerst geringe Nitrifikation mit entsprechend niedrigem Kohlenstoffumsatz an.

Die Möglichkeit, daß in diesem Gebiet hohe Kohlenstoffumsätze bei gleichzeitig geringer Nitrifikation als Folge eines ungewöhnlich hohen C/N-Verhältnisses auftreten, kann auf Grund der in Kap.4.3.1.3 bereits diskutierten C/N-Verhältnisse in der festen organischen Substanz ausgeschlossen werden. Nur die Station A4:362 zeigt durch die Konzentrationsverteilung mäßig erhöhte Umsätze an, was sich aus der Lage dieser Station am Hang vom Nansen-Gakkel-Rücken in das Nansen-Becken erklären ließe. Ebenso wie in den Sedimenten der Norwegisch-Grönländischen See gibt es auch hier in allen untersuchten tiefer liegenden Sedimentschichten offensichtlich C_{org} -reichere Horizonte, die das Porenwassermilieu der gesamten Sedimentsäule darüber dominieren und diesen unter heutigen Ablagerungsbedingungen strikt oxischen Sedimenten die für die Kontinentalränder typische Redox-Struktur mit Mangan-, Eisen- und Sulfatreduktion aufprägen.

Bei Rechnungen nach dem 2-Schichten-Modell, das das gesamte Intervall bis zur Aufzehrung des Nitrats als Kontinuum behandelt ("steady state"), ergibt sich, daß noch 10-30% des Sauerstoff-Gehaltes bis in diese Tiefen diffundieren können und dort auf engstem Raum aufgezehrt werden. Der beträchtliche Umsatz in diesen sehr tief liegenden Schichten bedeutet jedoch nicht, daß nahe der Sediment/Wasser-Grenzfläche überhaupt keine Oxidation von "frischer" organischer Substanz stattfindet: obwohl in der Konzentration kaum von Bodenwasserwerten verschieden, zeigen die gemeinsamen Profile von Kastengreifer und Kastenlot (Abb.70, untere Reihe) keine lineare Diffusionsstrecke von der Oberfläche bis zur jeweiligen Schicht erhöhten Umsatzes; vielmehr deutet der schwach konkave Verlauf der Profile auf eine Balance von (geringer) Nitrat-Produktion nahe der Oberfläche und diffusivem "Zug" durch intensive Denitrifikation in der C_{org} -reichen Tiefenschicht.

In die Abb.68-70 und die Tab.12 und Tab.13 sind Modellergebnisse nach dem 2-Schichten- und 3-Schichten-Modell mit aufgenommen worden, um eine Größenordnung für die (außerordentlich niedrigen) Umsätze abzuschätzen, obwohl die Modellvoraussetzungen nicht mehr vollständig erfüllt sind. Leider existieren gegenwärtig für den Arktischen Ozean noch keine Kenntnisse über Natur und Mächtigkeit solcher tiefliegenden Horizonte intensiven Umsatzes.

4.3.2.2 Mangan- und Eisenoxide als Oxidationsmittel

Die Verteilung von Mn^{2+} im Porenwasser der in den Abb.60, Abb.61 und Abb.65 dargestellten Kerne vom Voering-Plateau und vom arktischen Kontinentalrand (sowie weiterer nicht abgebildeter, aber in Tab.14 mit aufgenommenen Kerne) weist eine klare Position innerhalb der durch den Abbau organischer Substanz gesetzten Redoxbedingungen auf. Durch mehrere Untersuchungen in Tiefseesedimenten bestätigt (LYNN and BONATTI 1965; LI et al. 1969; FROELICH et al. 1979; KLINKHAMMER 1980; TSUNOGAI and KUSAKABE 1982; u.v.a.) - zeigt das gelöste Mangan in Tiefseesedimenten eine regelmäßige Zonierung, die wie folgt unterteilt werden kann (BURDIGE and GIESKES 1983):

a) eine oxische Oberflächen-Zone, in der die Konzentration konstant und so niedrig ist, daß sie durch fehlende Unterscheidung von den Gehalten des Bodenwassers keinen Fluß an der Sediment/Wasser-Grenzfläche erlaubt (KLINKHAMMER 1980); dies gilt allerdings weder für küstennahe Sedimente, wo die oxische Schicht so dünn ist, daß Mn^{2+} direkt ins Bodenwasser übertreten kann (YEATS et al. 1979; SUNDBY et al. 1981; BALZER 1982), noch für Sedimente des Kontinentalrandes, in denen - ebenso wie auch zumeist in dieser Studie - gegenüber dem Bodenwasser erhöhte Konzentrationen nahe der Oberfläche gefunden werden (HEGGIE et al. 1987);

b) eine Oxidations-Zone, in der die Konzentration nach unten exponentiell zunimmt, da hier das von unten hinein diffundierende Mangan oxidiert wird. Infolgedessen sollte die Konzentration fester Mn-Oxide in dieser Zone zunehmen, wobei unzureichend geklärt ist, in welcher genauen Oxidationsstufe und chemischen Form diese frisch gebildeten Oxide vorliegen (KLINKHAMMER and BENDER 1980; KALHORN and EMERSON 1984);

c) eine Reduktions-Zone, in der die Konzentration weiterhin - aber mit abnehmendem Gradienten - zunimmt, da hier feste Mn-Verbindungen reduziert werden; entsprechend sollten die Gehalte fester Mn-Verbindungen zurückgehen;

d) schließlich eine Zone, in der konstante oder wiederum langsam

abnehmende Konzentrationen beobachtet werden, da hier Lösungsgleichgewichte mit festen Phasen begrenzend wirken; auf Grund von Gleichgewichtsrechnungen (LI et al. 1969; KLINKHAMMER 1980; SUESS 1979; BALZER 1982; SAWLAN and MURRAY 1983) kommt dafür nur MnCO_3 entweder in reiner Form oder als Mischphase mit anderen Kationen in Frage. In der Tat zeigte sich bei Untersuchung der festen Sedimentphase des Kernes P119:292 (vgl. Abb. 71b) nach einem sequentiellen Extraktionsschema (FÖRSTNER and STOFFERS 1981; SALOMONS and FÖRSTNER 1984), daß die Mangan-Gehalte in der (operational definierten) Karbonatfraktion beim Übergang in die Mn-Reduktionszone nicht nur prozentual (von <1% auf >50% des Gesamt-Mangans) anstiegen, sondern auch absolut um ein Vielfaches zunahmen; die Möglichkeit zur Bildung von Artefakten (vgl. die Hinweise bei: KERSTEN and FÖRSTNER 1987) wurde dabei durch Auftrennung und Extraktion der Sedimente unter streng O_2 -freien Bedingungen (N_2 -Kasten) ausgeschlossen (BALZER, unveröff.).

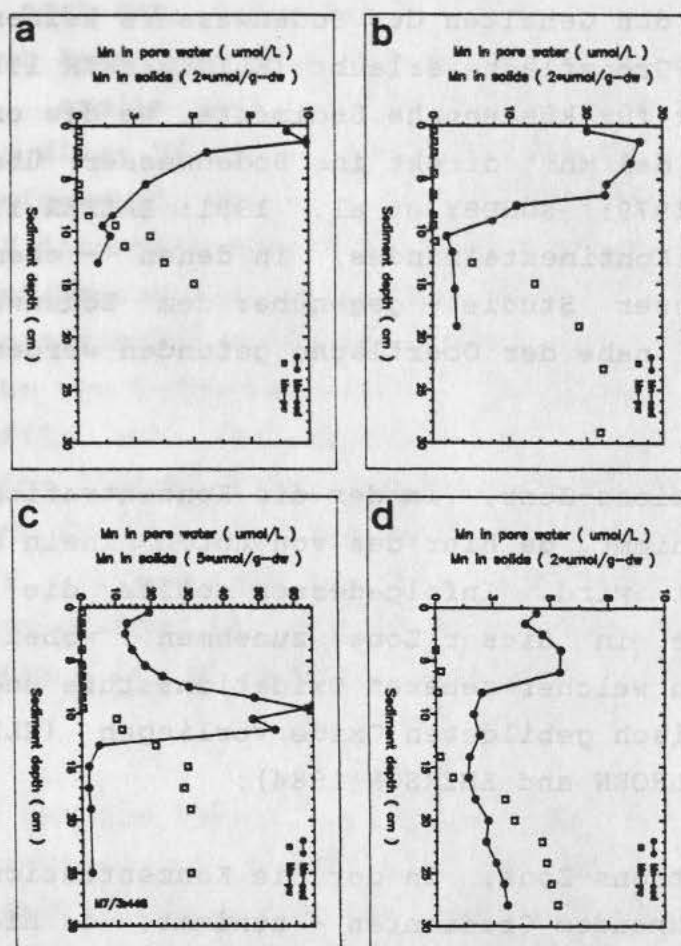


Abb. 71 Verteilung von Mangan im Porenwasser (Vierecke) und in der festen Phase (ausgezogene Kurven) von Sedimenten des Norwegischen Kontinentalhangs (a: P119:294, d: P119:284) und der Station "E" auf dem Voering-Plateau (b: P119:292, c: M7:448). Vor allem die Kerne vom Hang zeigen eine "non steady state" Verteilung von Mobilisierung und Ausfällung.

Tab.14 Modellresultate für die Raten der MnO_2 -Reduktion entweder aus exponentieller oder aus linearer Anpassung, wenn die Exponential-Funktion durch die Daten schlecht definiert war (siehe Text). Die Reduktionsrate entspricht dem aufwärts gerichteten Fluß (F_{Mn}), aus dem der C_{org} -Umsatz ($CoxMn$) durch Mangan(IV)-Oxide berechnet wurde.

Station	Anp.	z^* cm	C_{org} $\mu mol/l$	α cm^{-1}	$CoxMn$ $\mu mol \cdot cm^{-2} \cdot a^{-1}$	F_{Mn}
<u>Norweg. Hang und Voering-Plateau</u>						
P119:292	exp	12	22.8	0.29	0.15	0.34
M7/3:448	exp	10.5	30.3	0.35	0.25	0.55
"H" M7/3:450	exp	11.5	6.5	0.072	0.011	0.024
"H" M2/2:070	lin	11			0.018	0.040
"H" P142:176	lin	12			0.014	0.032
"H" P119:294	lin	8			0.035	0.078
P119:284	exp	15	5.6	0.215	0.028	0.063
"Z" M7/3:449	exp	55	26	0.011	0.007	0.015
<u>Arktischer Hang zum Nansen-Becken</u>						
A4/3:269	exp	3.8	67.5	0.65	1.03	2.29
A4/3:280	exp	7.8	67.5	0.30	0.48	1.06
A4/3:287	exp	5.0	150	0.125	0.44	0.98
A4/3:296	exp	14.	350	0.150	1.23	2.74
<u>Norweg.-Grönländischer Becken-Bereich</u>						
M7/3:439	exp	75	110	0.020	0.052	0.115
M7/3:402	exp	105	108	0.010	0.026	0.057
M2/2:114	exp	240	60.5	0.075	0.106	0.236
<u>Nansen-Becken, Nansen-Gakkel-Rücken</u>						
A4/3:340	lin	85			0.016	0.036
A4/3:364	lin	130			0.005	0.012
A4/3:372	lin	135			0.035	0.011
A4/3:376	lin	105			0.028	0.009

Für die Frage, inwieweit Mn-Oxide direkt an der Oxidation von organischer Materie beteiligt sind (s.o.), ist von Bedeutung, wie die Lage der Reduktionszone mit der Verteilung der anderen Oxidationsmittel zusammenhängt: in den Sedimenten des Äquatorialen Atlantik und im Nord-Pazifik (MANOP-Stationen) finden FROELICH et

al. (1979), KLINKHAMMER (1980) und EMERSON et al. (1980,1982a) eine Reduktionszone für Mn, die weit in das Gebiet der Nitratreduktion hineinreicht und oberhalb der Zone liegt, in der Eisenreduktion und vor allem Sulfat-Reduktion erfolgen. Diese Überlappung von Nitrat- und Mangan-Reduktion folgt der oben angesprochenen Reaktionssequenz (Tab.1) entsprechend den Änderungen der freien Reaktionsenthalpie bei der Oxidation der organischen Materie, wobei auch im Falle des Mangan die Reaktion mikrobiell vermittelt werden soll (EMERSON et al. 1980, 1982a).

Eine Alternative zu dieser Sicht wäre (BURDIGE and GIESKES 1983), daß Mn infolge von Änderungen der Eh/pH-Stabilitäts-Bedingungen in der Reduktionszone gelöst wird; letzteres wird untermauert durch die Vergleiche des Redoxpotentials mit den Mangan-, Nitrat- und Eisen-Konzentrationen der entsprechenden Horizonte bei DeLANGE (1986), bei dem erhöhte Nitratgehalte nur oberhalb von $E_h = 300$ mV und erhöhte Mangangehalte nur unterhalb dieses Redoxpotentials vorkommen. In den hier untersuchten Sedimenten der Norwegisch-Grönländischen See und des Arktischen Ozeans tritt Manganreduktion grundsätzlich erst am Fuße der Nitratreduktionszone auf, wobei nur geringe Überlappung von (niedrigen) Nitrat- und Mangankonzentrationen auftritt, die mit metastabilem Übertritt von Mn^{2+} auf Grund der langsamen Kinetik der Oxidation von Mangan erklärt werden können (STUMM and MORGAN 1981; BALZER 1982 und dortige Zitate; EMERSON et al. 1983).

Eine Erklärung für diese Diskrepanzen ist, daß in den hier untersuchten Sedimenten die Mn-Oxide in einer anderen, schwerer reduzierbaren Form vorliegen als in den zuvor genannten Gebieten, insbesondere im Pazifik (vgl. die Diskussion über mögliche Produkte bei der Mn-Oxidation bei KLINKHAMMER 1980; PEDERSEN et al. 1986). Bei der oben angesprochenen Zonierung bleibt ferner die Frage ungeklärt, welches Oxidationsmittel (Sauerstoff oder Nitrat) aufsteigendes Mangan (und später auch Eisen) oxidiert (vgl. FROELICH et al. 1979; KLINKHAMMER 1980; EMERSON et al. 1982a). Für das hier untersuchte Gebiet liegen keine Daten über gelösten Sauerstoff im Sediment vor, so daß dieses Problem nicht geklärt werden kann.

In zahlreichen mathematischen Modellen wird versucht (ROBBINS and

CALLENDER 1975; HOLDREN et al. 1975; TSUNOGAI and KUSAKABE 1982; BURDIGE and GIESKES 1983), die Mobilisierung und Verteilung von Mangan in der Sedimentsäule zu beschreiben. Am weitesten entwickelt ist das Modell von BURDIGE and GIESKES (1983), da es modellimmanent eine Beziehung zwischen den Verteilungen in fester und Lösungsphase herstellt: danach müßte im Wendepunkt des Profils für gelöstes Mangan, der die Oxidations- von der Reduktionszone trennt, ein Konzentrationspeak beim festen Mn als Folge kontinuierlicher Ablagerung durch Oxidation des hinauf diffundierenden Mn^{2+} auftreten; die Autoren dieser Arbeit können die Verteilungen in beiden Phasen aus Sedimenten des Äquatorialen Atlantik erfolgreich mit diesem Modell beschreiben.

In den Sedimenten des norwegischen Kontinentalhanges zum Voering-Plateau und dortselbst ist ein solcher klarer Zusammenhang jedoch nicht gegeben. In Abb.71 sind für 4 Sedimente zwischen 653 m und 1219 m die jeweiligen Verteilungen in fester und Lösungsphase aufgetragen: daraus ist ersichtlich, daß in 3 der 4 Fälle die Anreicherung in der festen Sedimentphase oberhalb und in ihrem Maximum sogar weit oberhalb der Tiefe liegt, in der das gelöste Mangan bereits im wesentlichen oxidiert ist. Aus der Größe der Peaks ist erkennbar, daß es sich nicht um einen primären Effekt der Zufuhr, sondern einen diagenetischen handelt. Die Vermutung, daß die räumliche Trennung von Oxidationszone und der Schicht maximaler Ablagerung Folge einer saisonal mit der Intensität der Zufuhr von organischer Materie und der benthischen Umsatzprozesse fluktuierenden Lage der Reduktionszone ist, haben sich für die Station "H" (Abb.71a: P119:294) nicht bestätigt; an dieser Station zu verschiedenen Jahreszeiten entnommene Kerne zeigen einen Beginn der Reduktionszone, der nur zwischen 8 und 12 cm variiert, während nach dem Profil des festen Mn (Abb.71a-ausgezogene Kurve) geringere Tiefen gefordert wären.

Da die Porenwasserprofile die heutigen und die Profile in der festen Phase evtl. weit zurückliegende Verhältnisse repräsentieren, kann die "non steady state" Verteilung des Mangans eher als ein langzeitiger Effekt interpretiert werden: wenn in dem in Frage stehenden Zeitintervall, das der räumlichen Trennung von Mobilisierung und Anreicherung entspricht, eine Steuerung der Verlagerung der Mangan-Reduktionszone in größere Sedimenttiefen

durch Variationen des Sauerstoffgehaltes im Bodenwasser ausgeschlossen werden kann, könnte nur eine zu früheren Zeiten höhere Zufuhr von organischer Materie über intensivere Abbauprozessen nahe der Oberfläche zu diesem Effekt geführt haben; für diese gibt es aber am untersuchten Ort gegenwärtig keine weiteren Anhaltspunkte. In Sedimenten des Äquatorialen Pazifik und des Äquatorialen Atlantik konnten BERGER et al. (1983) bzw. THOMSON et al. (1984) zeigen, daß Variationen der ozeanischen Produktivität zwischen Glazial- und Interglazialzeiten "non steady state" Verteilungen von diagenetisch mobilen Elementen, wie z.B. Mn, produzieren können. Auch PEDERSEN et al. (1986) schließen aus der Inkongruenz der Mangan-Verteilung in fester und gelöster Phase auf eine geologisch rezente Abnahme der Produktivität im Ost-Pazifik.

Nur bei dem Kern M7:448, der diesbezüglich die Ausnahme bildet und von der vorher beschriebenen Lokalität mit extrem hohen Holozän-Mächtigkeiten ("E") stammt, liegt ein klar ausgebildeter Anreicherungspeak direkt über dem exponentiellen Anstieg des Profils gelösten Mangans, jedoch nicht im Wendepunkt - wie es das Modell von BURDIGE and GIESKES (1983) erfordert.

Da die Verteilungen von Mn in fester und Lösungsphase nicht dem obigen Modell entsprechen, wurde die Rate der Reduktion nach einem vereinfachten Modell abgeschätzt (BENDER and HEGGIE 1984), das die gegenwärtig ablaufenden, sich in der Porenwasser-Verteilung widerspiegelnden Prozesse separat von der Mangan-Verteilung in der festen Phase behandelt. Dabei wird angenommen, daß alles reduzierte Mn^{2+} , das aus der Tiefe nach oben diffundiert, in einem Horizont z^* oxidiert wird. Da - wie oben ausgeführt und von BURDIGE and GIESKES (1983) nachgewiesen - die langsame Oxidationskinetik des Mangan(II) zu einer längeren Reaktionsstrecke in den oxischen Bereich hinein führen kann, muß bei diesem Modell der Horizont z^* nach dem Verlauf des unteren Teils des Porenwasser-Profils festgelegt werden. Unter "steady-state" Bedingungen, konstanter Porosität, Ausschluß von Adsorption und Einschränkung auf molekulare Diffusion kann der Konzentrationsverlauf durch folgende Gleichungen angenähert werden:

für $z < z^*$:

$$[\text{Mn}^{2+}] = 0$$

für $z > z^*$:

$$[\text{Mn}^{2+}] = [\text{Mn}^{2+}]_- \cdot (1 - \exp(-\alpha_{\text{Mn}} \cdot (z - z^*)))$$

wobei $[\text{Mn}^{2+}]_-$, die "asymptotische" Grenzkonzentration in der Tiefe, und α_{Mn} durch exponentielle Anpassung abgeschätzt werden können. Da unter "steady state" Bedingungen der nach oben gerichtete Fluß gleich der integrierten Reduktionsrate ist, ergibt sich für die letztere mit dem Diffusionskoeffizienten von Mn^{2+} (D_{Mn})

$$I_{\text{Mn}} = [\text{Mn}^{2+}]_- \cdot \alpha_{\text{Mn}} \cdot D_{\text{Mn}}.$$

In Fällen, wo im untersuchten Tiefenintervall nur eine schwache Tendenz zu einer asymptotischen Grenzkonzentration zu erkennen war, wurde der Fluß aus dem maximalen Gradienten nach dem 1. Fick'schen Gesetz berechnet. Wenn angenommen wird, daß Mn(IV) die oxidierenden Phasen bildet und daß die Stickstoffkomponenten der organischen Materie bis zum molekularen Stickstoff oxidiert werden, kann mit dem stöchiometrischen Faktor $0.449 \cdot \text{Mn}^{2+}$ -Fluß eine Kohlenstoff-Oxidationsrate (CoxMn) abgeleitet werden. Die so berechnete Größe CoxMn ist als maximale Rate zu betrachten, da nicht auszuschließen ist, daß auch Mn-oxide durch Produkte der Sulfat-Reduktion reduziert werden. Die Ergebnisse sind für verschiedene Gebiete zusammen mit der Tiefe, in der die Mn-Reduktion beginnt, und den Modellparametern in Tab.14 aufgelistet.

Die Tabelle zeigt einen weiten Bereich von integrierten Mangan-dioxid-Reduktionsraten von ca. $0.01 \mu\text{mol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ in den arktischen Becken-Sedimenten in größeren Sedimenttiefen bis über $2 \mu\text{mol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ in den Sedimenten des arktischen Kontinentalrandes zum Nansen-Becken; relativ niedrige Umsätze werden am Hang zum Voering-Plateau vorgefunden (Position "H" mit den Stationen M7:450, M2:070, P142:176 und P119:294), die untereinander aber nur wenig variieren.

Die Raten in den Tiefseesedimenten der Norwegisch-Grönländischen See (Tab.14) liegen in derselben Höhe wie die von BENDER and

HEGGIE (1984) zusammengestellten Reduktionsraten aus dem Pazifik und dem Äquatorialen Atlantik, allerdings mit dem wesentlichen Unterschied, daß die Reduktion dort bereits in Tiefen zwischen 3 und 29 cm beginnt, während die hier untersuchten Kerne solche Umsätze erst unterhalb von 75-240 cm aufweisen, woran neben der oben angesprochenen chemischen Form der Oxide auch der gegenüber dem Pazifik fast doppelt so hohe Sauerstoffgehalt beteiligt sein kann.

Die Kohlenstoff-Oxidationsraten durch Mangan bestätigen beim Vergleich mit den in Tab.12 aufgelisteten C_{org} -Oxidationsraten durch Sauerstoff die Schlußfolgerungen bei BENDER und HEGGIE (1984), daß die direkte Reaktion mit höheren Mn-Oxiden nur geringe Bedeutung für das Gesamt-Budget des C_{org} im Sediment besitzt.

Dasselbe gilt auch für die Raten der Oxidation von C_{org} durch Eisen(III)-Oxide, die hier nicht weiter behandelt werden sollen, da nur wenige Fe^{2+} -Porenwasser-Profile aus dem Arbeitsgebiet existieren (z.B. Abb.60) und deren integrierte Reduktions-Raten zudem im unteren Bereich der bei BENDER und HEGGIE (1984) zusammengefaßten Raten liegen.

4.3.2.3 Sulfatreduktion

Die Bestimmung von Raten für Sulfatreduktion in den Sedimenten der Norwegisch-Grönländischen See ist zum einen nützlich, um die relative Bedeutung der verschiedenen Oxidationsmittel hinsichtlich des C_{org} -Umsatzes zu vergleichen; zum anderen, weil - ebenso wie die Reaktionsfolge: direkte Manganreduktion/Diffusion/Wiederausfällung - die Sulfatreduktion und ihre Folgeprodukte in der Sedimentsäule spezifische Signale hinterlassen, die für weit zurückliegende Zeiträume interpretiert werden können: dies sind im wesentlichen die Mobilisierung (oder Festlegung im Falle des Urans) von redoxabhängigen Metallen und teilweise deren Umwandlung in Sulfide bzw. deren oxidative Wiederausfällung in darüberliegenden Schichten (CALVERT and PRICE 1977; EMERSON et al.1983; KREMLING 1983; COLLEY et al.1984; COLLEY and THOMSON 1985).

Die generell niedrigen Rate der Sulfatreduktion in Tiefseesedimenten (sofern sie nicht unter Auftriebsgebieten liegen) sind außerordentlich schwer zu bestimmen: die für Flachwassergebiete mit hoher Sulfatreduktionsrate am besten geeignete Tracer-Inkubation ($^{35}\text{SO}_4^{2-}$) (JÖRGENSEN 1978a; HOWARTH and JÖRGENSEN 1984; CRILL and MARTENS 1987; HENRICHS and REEBURGH 1987) ist aus experimentellen Gründen nicht empfindlich genug, um die Raten in der Tiefsee zu ermitteln. Sofern lange Sedimentstrecken zur Verfügung stehen, wie bei den DSDP- und ODP-Kernen, lassen sich auch niedrige Sulfatreduktionsraten durch Modellierung der Sulfatgehalte im Porenwasser berechnen (GIESKES 1983; CANFIELD 1989), wie es auch für das Flachwasser (z.B. Kap. 3.3.2.5) und den Übergangsbereich der Schelfe und Kontinentalränder gängige Praxis ist (BERNER 1964; GOLDBABER et al. 1977; FILIPEK and OWEN 1980; CHRISTENSEN et al. 1984; u.v.a.). Bei niedrigen Umsätzen und relativ kurzen Sedimentkernen sind die geringen Differenzen im Sulfatgehalt des Porenwassers als Folge der Sulfatreduktion vor der großen Hintergrundkonzentration des Meerwassers nur schwer zu bestimmen. Eine alternative Möglichkeit wäre die Bestimmung der Zunahme von Gesamt- CO_2 im Verlauf der Abbauprozesse; weil (zumindest für einige Tiefseesedimente) nachgewiesen wurde (MURRAY et al. 1980; EMERSON et al. 1982b), daß die mit der Probenahme verbundenen Druckunterschiede zu schneller Gleichgewichtseinstellung von gelöstem Hydrogenkarbonat/Karbonat mit festen Ca-Karbonaten führen können, ist dies Verfahren nicht generell anwendbar; außerdem können auch authigene Fällungen im Sediment auftreten.

Da die Sulfatreduktion auch einher geht mit der Produktion von Ammonium-Ionen (vgl. Abb. 60, Abb. 61, Abb. 65), kann aus der Konzentrationsänderung von NH_4^+ auf die entsprechende Sulfatdifferenz geschlossen werden; Voraussetzung ist dafür, daß außer adsorptiver Wechselwirkung, die berücksichtigt werden kann, keine Ausfällungen auftreten, an denen Ammonium-Ionen beteiligt sind, wie sie auch nur aus Flachwassersedimenten mit extrem hohen NH_4^+ -Konzentrationen bekannt sind (z.B. MARTENS et al. 1978). So wird bei BENDER and HEGGIE (1984) aus dem Fluß von NH_4^+ mittels des üblichen stöchiometrischen Redfield-Faktors von $d[\text{SO}_4^{2-}]/d[\text{NH}_4^+] = 53/16$ direkt auf die integrierte Sulfatreduktionsrate und den entsprechenden C_{org} -Umsatz durch Sulfatreduktion geschlossen, da

unter "steady state" Bedingungen der nach oben gerichtete NH_4^+ -Fluß der integrierten NH_4^+ -Produktion entspricht, sofern man - was bei den genannten Autoren nicht geschehen ist - die Menge, die durch Adsorption verloren geht, mit einbezieht (KROM and BERNER 1980b).

Da von mehreren Autoren (BENDER and HEGGIE 1984; DeLANGE 1986) Sulfatänderungen in der Porenwassersäule berichtet werden, die vermutlich eine Folge von Reaktionen in wesentlich tiefer liegenden Schichten sind, wie sie auch aus DSDP-Untersuchungen für die Norwegisch-Grönländische See dokumentiert sind (GIESKES et al. 1976) und die nicht mit dem hier beschriebenen Zusammenhang kompatibel sind, wird im folgenden keine Sulfatreduktionsrate bestimmt, sondern aus dem NH_4^+ -Fluß direkt auf C_{org} -Abbauraten geschlossen (Tab.15). Dazu wurde aus dem linearen Gradienten von NH_4^+ , der in oder nahe der Tiefe (z^{**}) beginnt, wo das Nitrat aufgezehrt ist, und dem Diffusionskoeffizienten von NH_4^+ sowie der Porosität der Ammonium-Fluß an der Stelle z^{**} berechnet; für die Kastengreifer mit geringer Tiefe z^{**} wurde mit einer Porosität von $\phi=0.8$, für die Kastenlote mit $\phi=0.7$ gerechnet und auch die Sedimentdiffusionskoeffizienten diesbezüglich nach $D_s = D^0 \cdot \phi^2$ korrigiert. Aus den Ammonium-Flüssen wurde dann eine integrierte NH_4^+ -Produktionsrate nach

$$R_{\text{NH}_4} = F_{\text{NH}_4} \cdot (1 + K_{\text{NH}_4})$$

mit dem dimensionslosen linearen Adsorptionskoeffizienten K_{NH_4} berechnet. Diese modifizierte Produktionsrate trägt dem Umstand Rechnung, daß ein Teil des produzierten Ammoniums adsorbiert wird und nicht zum diffusiven Fluß beiträgt (ROSENFELD 1979; KROM and BERNER 1980b); in Ermangelung von Adsorptionskoeffizienten aus Tiefseesedimenten wurde hier mit einem mittleren $K_{\text{NH}_4}=1.5$ aus flachen Meeresgebieten (ROSENFELD 1979) gearbeitet. Daraus wurde dann mit Hilfe der für die organische Materie der verschiedenen Gebiete berechneten mittleren C/N-Zusammensetzung (vgl.Kap.4.3.1) auf die C_{org} -Oxidationsrate durch Sulfat (CoxSO_4) geschlossen.

Die in Tab.15 aufgelisteten Ergebnisse aus den verschiedenen Gebieten zeigen eine deutlich Abnahme des Beginns der Sulfatreduktion (z^{**}) und der Rate des oxidierten C_{org} mit der Wasser-

Tab.15 Abschätzung der C_{org} -Oxidationsrate ($CoxSO_4$) durch Sulfat-Reduktion aus dem Gradienten von NH_4 , das i.a. von der Tiefe z^{**} ab linear ansteigt. Die Oxidationsrate entspricht dem aufwärts gerichteten Fluß (F_{NH_4}) multipliziert mit einem stöchiometrischen Faktor und einem Korrekturterm für die Adsorption von NH_4 (s. Text).

Station	KG/KL	z^{**} cm	NH_4 -Gradient nmol/cm ⁻⁴	F_{NH_4} -µmol·cm ⁻² ·a ⁻¹ -	$CoxSO_4$
<u>Norwegischer Hang</u>					
P119:284	KG	22	2.6	0.412	11.7
M2/2:100	KG	8	2.24	0.355	10.1
"H" M2/2:101	KG	14	0.63	0.100	2.85
<u>Voering-Plateau</u>					
P119:292	KG	13	1.56	0.247	7.05
M7/3:448	KG	13	1.49	0.236	6.73
"Z" M7/3:449	KL	43	0.51	0.054	1.55
M2/2:120	KL	23	0.63	0.067	1.90
M2/2:123	KL	35	0.89	0.095	2.70
<u>Grönländischer Hang</u>					
M7/5:568	KG	6	0.93	0.147	3.30
<u>Arktischer Hang zum Nansen-Becken</u>					
A4/3:269	KG	6	1.24	0.196	4.40
A4/3:280	KG	12	1.53	0.242	5.45
A4/3:287	KG	8	1.51	0.239	5.38
A4/3:296	KG	12	1.19	0.188	4.22
<u>Norweg.-Grönländischer Becken-Bereich</u>					
M7/5:552	KL	150	0.29	0.031	0.80
M7/5:554	KL	160	0.23	0.024	0.63
M7/5:556	KL	215	0.15	0.016	0.40
M7/5:564	KL	145	0.20	0.021	0.55
M7/3:439	KL	82	0.45	0.048	1.22
M7/3:437	KL	160	0.31	0.033	0.85
M7/3:402	KL	200	0.18	0.019	0.50
M7/3:400	KL	17	0.20	0.021	0.55
<u>Nansen-Becken, Nansen-Gakkel-Rücken</u>					
A4/3:340	KL	80	0.32	0.034	0.78
A4/3:376	KL	120	0.03	0.003	0.075

tiefe (vgl. auch: JÖRGENSEN 1982), woran verschiedene Effekte beteiligt sind, wie C_{org} -Zufuhr, Gesamt-Akkumulationsrate, Bio-turbation, u.a.; s.u.). Dabei liegen sowohl die Kontinentalrand-sedimente vor Norwegen, Grönland und dem arktischen Schelf (CoxSO₄ von 3 bis 12 $\mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$) als auch die Tiefseesedimente (Abb.72) der entsprechenden Gebiete (außer A/4:376 in Tab.15) mit CoxSO₄ von 0.4 bis 1.2 $\mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ relativ dicht beieinander. Während die NH₄⁺-Flüsse sehr gut mit entsprechenden Raten aus dem tiefen Äquatorialen Atlantik und der Station MANOP "M" im Pazifik (BENDER and HEGGIE 1984) übereinstimmen und keine Besonderheiten für das Europäische Nordmeer ausweisen, liegen die berechneten Raten (CoxSO₄) für die Oxidation von C_{org} durch Sulfat alle höher: dies liegt zum einen an dem niedrigeren C/N-Verhältnis, das BENDER and HEGGIE (1984) für ihre Sedimente angenommen haben, zum anderen an der in dieser Arbeit vorgenommenen Korrektur für Adsorptionseffekte. Die Raten befinden sich auch am oberen Rand der von CANFIELD (1989) zusammengestellten Korrelation der Raten von Sulfatreduktion versus Sedimentakkumulation, wenn für das hier beschriebene Gebiet von einer Akkumulationsrate von ca. 1 $\text{mg}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ (2 $\text{cm}\cdot\text{ka}^{-1}$ bei $\phi=0.8$) ausgegangen wird. Dabei muß aber bedacht werden, daß die Sulfatreduktion in der Norwegisch-Grönländischen See (und vermutlich auch im Arktischen Ozean) in

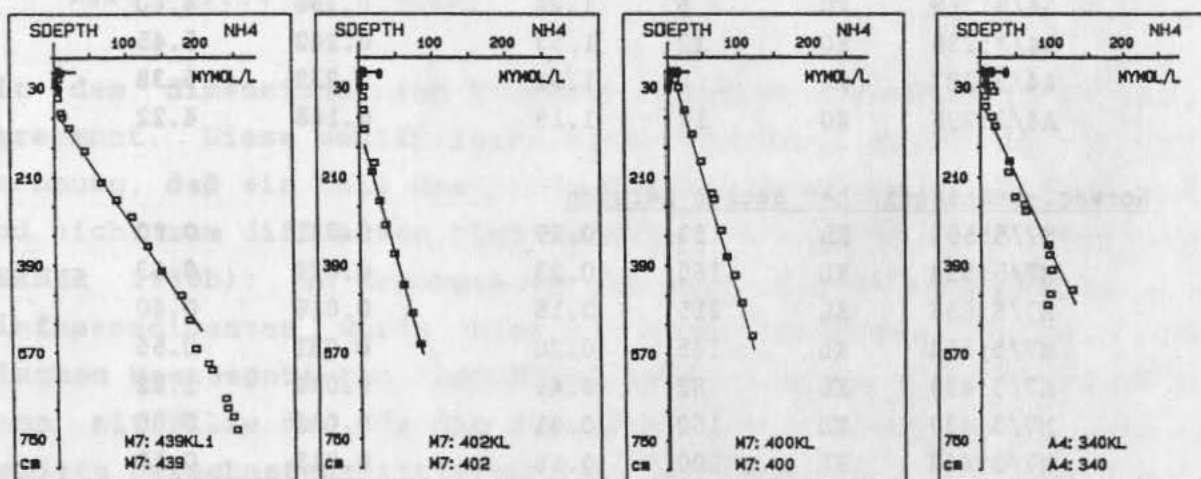


Abb.72 Ammonium-Verteilung im Porenwasser zur Bestimmung des C_{org} -Umsatzes durch Sulfatreduktion in Kastenlotkernen aus der Norwegisch-Grönländischen See (M7:439, M7:402, M7:400) und dem Nansen-Becken (A4:340).

den Tiefseesedimenten in der Regel von diskreten Horizonten ausgeht, die sich durch besondere Eigenschaften (HENRICH et al. 1989) ausweisen, und daß somit diese Sedimente bezüglich des Zusammenhangs von C_{org} - und Gesamtakkumulationsrate "non steady state" Verhältnisse repräsentieren (vgl. Kap. 4.3.2.1.7).

4.3.2.4 Sedimentäre Umverteilung von Metallen als Folgereaktion

Wie bereits in den Kap. 4.3.2.2. und 4.3.2.3. ausgeführt, können bei den mit dem Abbau organischer Substanz verbundenen Milieuänderungen in der festen Phase des Sediments diagenetische Anreicherungen von Metallen gebildet werden, die erhaltungsfähig sind und als Signale bei paläozeanographischen Interpretationen und Rekonstruktionen verwertet werden können. Neben C_{org} -reichen Sedimenten (z.B. in Abb. 60) ist dabei zu denken an (heute) durchgehend oxische Sedimente, bei denen eine höhere Zufuhr organischer Substanz während zurückliegender (fruchtbarer) Klimaperioden zu zeitweilig anoxischen Verhältnissen im Sediment geführt hat. Ferner können solche Signale auch heute noch gebildet werden, wenn die rezente Sauerstofffront schrittweise zurückliegende C_{org} -reiche Schichten aufoxydiert (vgl. Kap. 4.3.2.1.7) und sich dabei in der Sedimentsäule nach unten "vorarbeitet" (COLLEY et al. 1984; WILSON et al. 1985). Metalle als Informationsträger sind um so wichtiger, je mehr das primäre, verursachende Ereignis, nämlich eine relativ hohe C_{org} -Konzentration, aus der betreffenden Schicht getilgt wird. Obwohl eine solche paläozeanographische Untersuchung nicht Gegenstand dieser Arbeit ist, soll für einige, hinsichtlich der rezenten diagenetischen Bedingungen gut charakterisierte Sedimentkerne geprüft werden, welche Metalle für den genannten Zweck in Frage kommen, d.h. inwieweit sich primäre Variationen der Zufuhr klar von diagenetischen Effekten trennen lassen.

Dazu wurde für die Station M7:448 ("E") mit flach liegender anoxischer Schicht, die sich durch extrem hohe Holozänmächtigkeiten auszeichnet und im oberen Kernbereich keine klimatischen Effekte erwarten läßt, die Verteilung einiger Metalle (Mn, Co, Ni, Fe; Cu, Cr, Pb, Zn) in der festen Phase (HF/ HNO_3 -Druckaufschluß bei 160°C) analysiert und in Abb. 73 und Abb. 74 dargestellt

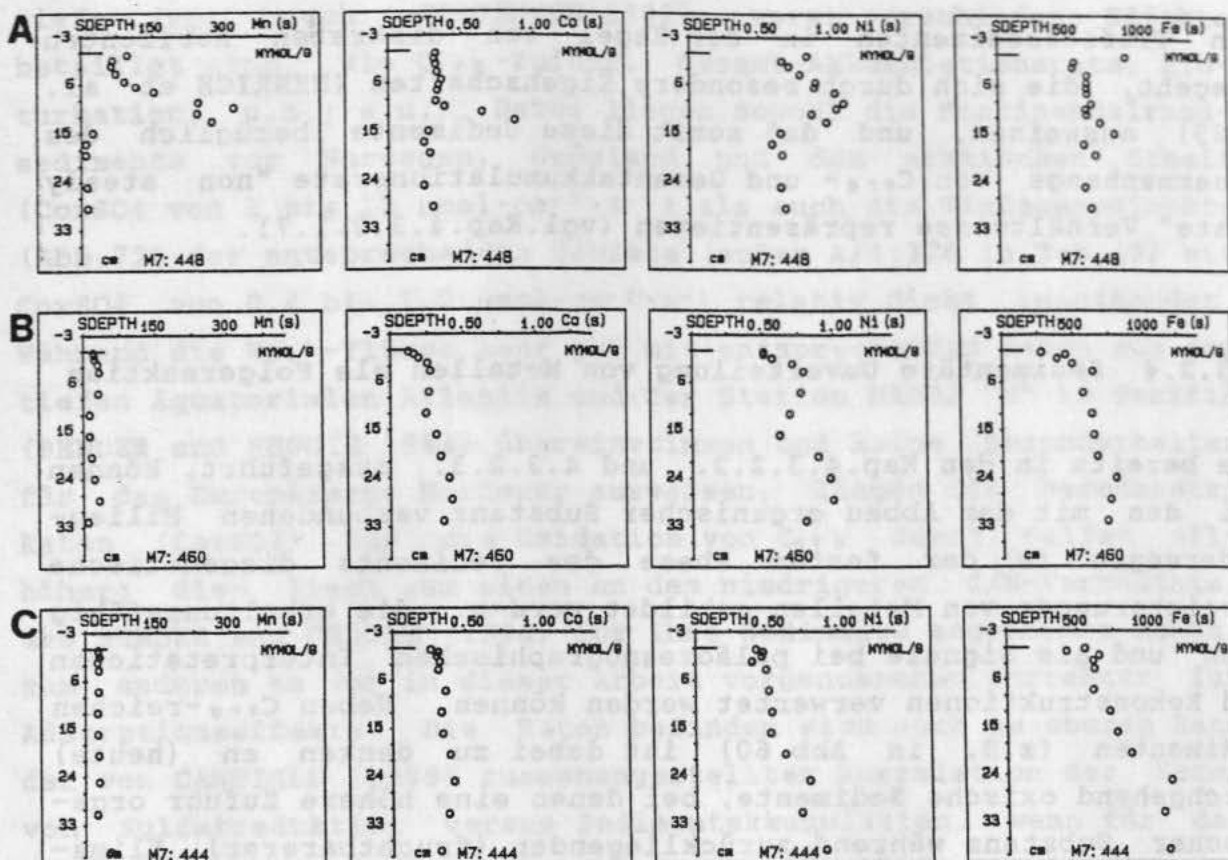


Abb.73 Verteilung von Mangan, Cobalt, Nickel und Eisen in der festen Sedimentphase von drei Kernen, die sich wesentlich durch die Redoxverhältnisse im Kern bzw. den Standort unterscheiden: M7:448 (Reihe A: Station "E" mit flach liegendem Beginn des anoxischen Milieus) sowie den durchgehend oxischen Kernen M7:460 (Reihe B: Station "Z") und M7:444 (Reihe C: aus dem Becken-Bereich der Norwegischen See).

(ohne Korrektur bezüglich des Karbonatgehalts). Parallel dazu wurden diese Metalle in 2 Kernen bestimmt, die in dem untersuchten Tiefenintervall keine Anzeichen für Redoxgradienten zeigen: zum einen von der Zentralstation "Z" auf dem Voering-Plateau (M7:460), zum zweiten von der Station M7:444, die schelffern im norwegisch-grönländischen Becken-Bereich liegt. Bei der Inkorporierung von Metallen in marine Tiefseesedimente läßt sich lithogene und hydrogene Herkunft unterscheiden (CHESTER and ASTON 1976; SALOMONS and FÖRSTNER 1984); die Unterteilung in Fraktionen (CHESTER and ASTON 1976), die außerhalb bzw. innerhalb des Kristallverbandes ("lattice-held positions") sitzen, ist für die hier diskutierte Thematik aber wichtiger. Metalle, die sich außerhalb des Kristallverbandes am Festkörper aufhalten, könnten auf dem Wege vom Ursprungsort des Partikels zum Sediment aus

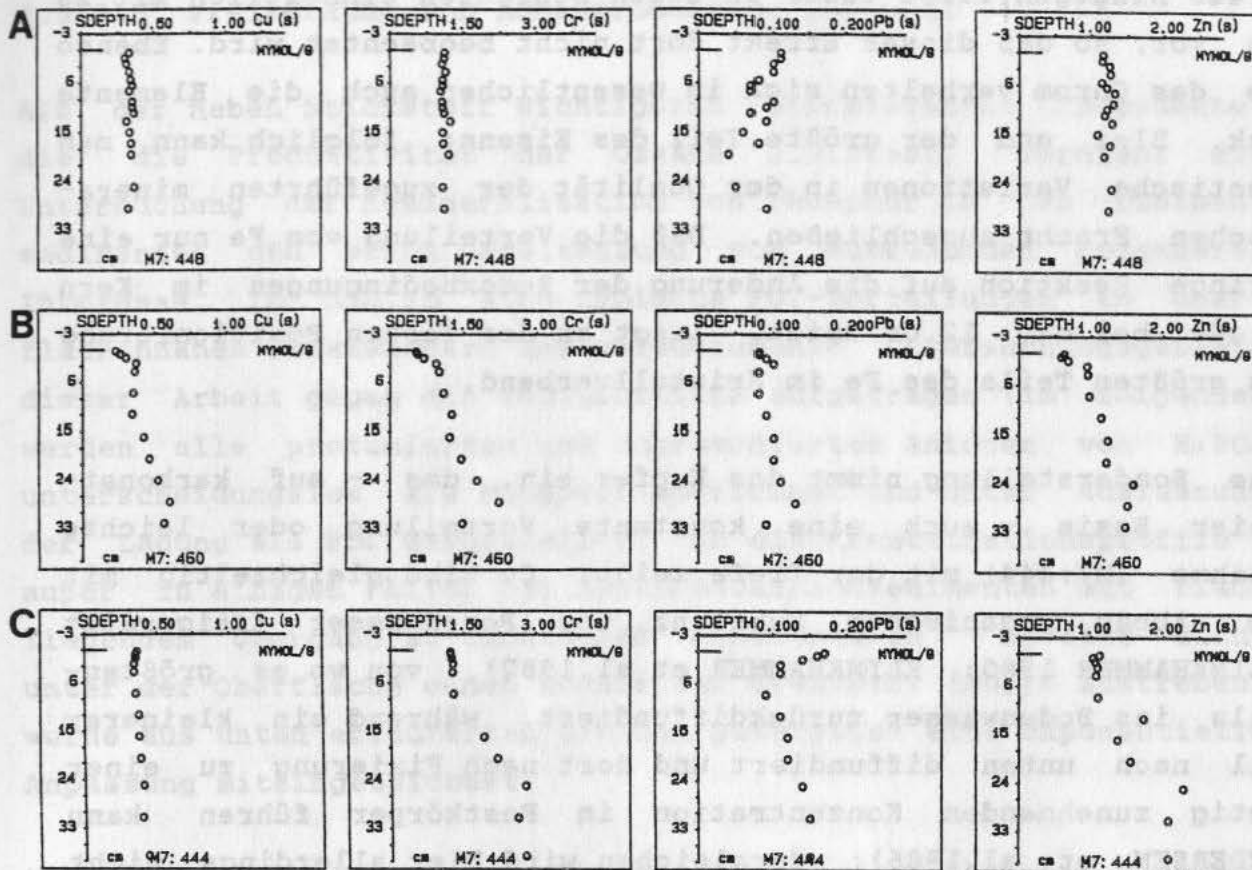


Abb.74 Verteilung von Kupfer, Chrom, Blei und Zink in der festen Sedimentphase von drei Kernen, die sich wesentlich durch die Redoxverhältnisse im Kern bzw. den Standort unterscheiden (vgl. Abb.73): M7:448 (Reihe A), M7:460 (Reihe B) und M7:444 (Reihe C).

Flußwasser, küstennahen Gebieten oder dem Meerwasser aufgenommen worden sein, und sind unter geeigneten Umweltbedingungen mobilisierbar; im Gegensatz dazu ist bei den Metallen im Kristallverband nicht davon auszugehen, daß sie sich an frühdiagenetischen Reaktionen unter so "milden" Bedingungen wie in den hier untersuchten Sedimenten beteiligen.

Typische Vertreter für Metalle, die wie das Chrom vorwiegend innerhalb des Kristallverbandes vorliegen, zeigen in den drei Kernen entweder eine konstante Verteilung (M7:448) oder eine Zunahme in den untersten Schichten. Diese relative Anreicherung mit der Tiefe in den Kernen M7:460 und M7:444 liegt daran, daß zunehmende Kalklösung in den tiefst gelegenen Schichten der Kerne zur "Aufkonzentrierung" der sedimentären Metalle führt; im Kern

M7:448 hingegen liegt CaCO_3 in allen Schichten einheitlich mit $28 \pm 2\%$ vor, so daß dieser Effekt dort nicht beobachtet wird. Ebenso wie das Chrom verhalten sich im wesentlichen auch die Elemente Zink, Blei und der größte Teil des Eisens; folglich kann man drastische Variationen in der Qualität der zugeführten mineralischen Fracht ausschließen. Daß die Verteilung von Fe nur eine geringe Reaktion auf die Änderung der Redoxbedingungen im Kern M7:448 bei ca. 12 cm zeigt, liegt an der festen Positionierung des größten Teils des Fe im Kristallverband.

Eine Sonderstellung nimmt das Kupfer ein, das - auf karbonatfreier Basis - auch eine konstante Verteilung oder leichte Abnahme (M7:444) mit der Tiefe zeigt; Cu wird gleichzeitig mit dem Abbau organischer Substanz ins Porenwasser freigesetzt (KLINKHAMMER 1980; KLINKHAMMER et al. 1982), von wo es größtenteils ins Bodenwasser zurückdiffundiert, während ein kleinerer Teil nach unten diffundiert und dort nach Fixierung zu einer stetig zunehmenden Konzentration im Festkörper führen kann (PEDERSEN et al. 1986); dergleichen wird hier allerdings nicht beobachtet. Porenwasseruntersuchungen an suboxischen Sedimenten des Pazifik und Äquatorialen Atlantik zeigen, daß Nickel zusammen mit Mangan in der Mn-Reduktionszone mobilisiert wird und auch bei Re-Oxidation des Mn wieder mit diesem festgelegt wird (KLINKHAMMER 1980; KLINKHAMMER et al. 1982), so daß es als Redox-Indikator genutzt werden könnte (M7:448 in Abb. 73); allerdings schränkt die ungeklärte Variation der Ni-Verteilung in Kern M7:460 die Anwendung in den hier bearbeiteten Gebieten ein.

Schließlich bleiben als eindeutige Indikatoren für suboxische und anoxische Übergänge im Sediment nur das Mangan und das Kobalt, da sie in den durchgehend oxischen Sedimenten eine konstante Verteilung zeigen und auf den Übergang zu anoxischen Verhältnissen in Kern M7:448 mit einem deutlichen Signal reagieren. Für den oben genannten Zweck ist dem Kobalt der Vorzug zu geben, da es eine eng begrenzte Anreicherungszone bildet, während Mangan durch die langsame Kinetik der Oxidation über einen breiteren Bereich "verschmiert" wird, so daß es Probleme geben könnte, wenn nahe beieinander liegende Ereignisse aufgelöst werden sollen.

4.3.2.5 Freisetzung von Abbauprodukten: Phosphat

Als der neben Stickstoff wichtigsten biorelevanten Komponente, die die Produktivität der Ozeane limitiert, verdient die Untersuchung der Remineralisation von Phosphor in den Tiefseesedimenten und seine Freisetzung vom Meeresboden besonderes Interesse. In Abb.75 sind typische PO_4 -Verteilungen in oberflächennahen Porenwässern der verschiedenen Untersuchungsgebiete dieser Arbeit gegen die Sedimenttiefe aufgetragen (im folgenden werden alle protonierten und unprotonierten Anionen von H_3PO_4 unterscheidungslos als Phosphat bezeichnet und unter Auslassung der Ladung als PO_4 dargestellt). Da die Konzentrationsprofile - außer in einigen Fällen bei Kontinentalrandsedimenten mit flach liegendem Übergang zu anoxischen Verhältnissen - bereits dicht unter der Oberfläche einem konstanten Grenzwert $[\text{PO}_4]$ - zustreben, wurde aus unten erläuterten Gründen zusätzlich eine exponentielle Anpassung miteingezeichnet.

Nach dem stöchiometrischen Muster in Tab.1 wird Phosphat zunächst im Zusammenhang mit der Oxidation von C_{org} durch O_2 aus partikulärer organischer Materie ins Porenwasser entlassen. Entsprechend der relativen Bedeutung der nachfolgenden Oxidationsmittel im Europäischen Nordmeer und der stöchiometrischen Faktoren zwischen ihnen und dem Phosphat sind - v.a. bei niedrigen Sulfatreduktionsraten - nur noch geringe Zuwächse von PO_4 im Porenwasser zu erwarten. Wenn zunächst von Folgereaktionen, die die Konzentration von PO_4 beeinflussen, abgesehen wird, läßt sich in ähnlicher Weise, wie von EMERSON et al. (1980) für Alkalinitätsänderungen im Porenwasser diskutiert, eine "potentielle PO_4 -Zunahme": $\text{PO}_4\text{-pot}$ (DeLANGE 1986) berechnen. Diese beruht auf der Annahme kongruenten Abbaus, d.h. gleicher kinetischer Abbaukoeffizienten für alle Komponenten, und beschreibt die beobachtbare Konzentration als Ergebnis von Produktion und Diffusion. Dazu müssen - von der aktuellen C:N:P-Zusammensetzung der organischen Materie (Voering-Plateau: 123:13.7:1) ausgehend - stöchiometrische Faktoren zum jeweiligen Oxidationsmittel berechnet werden (hier z.B.: $\delta[\text{PO}_4]/\delta[\text{O}_2]$) und mit dessen Verbrauch sowie einem Korrekturterm (BERNER 1977) für differentielle Diffusion multipliziert werden, wie nachfolgend für die Produktion von PO_4 bei Änderungen der Sauerstoffkonzentration ($d[\text{O}_2]$) beschrieben:

$$PO_4\text{-pot} = (\delta[PO_4]/\delta[O_2]) \cdot (D_{O_2}/D_{PO_4}) \cdot d[O_2]$$

Für typische O_2 -Gehalte im Bodenwasser des Becken-Bereichs von $310 \mu\text{mol}\cdot\text{L}^{-1}$ und einem Verhältnis der Diffusionskoeffizienten von 3.3 (HIMMELBLAU 1964; LI and GREGORY 1974) ergäbe sich eine maximale PO_4 -Konzentration von $6.8 \mu\text{mol}\cdot\text{L}^{-1}$ bei Aufzehrung allen Sauerstoffs. Unterhalb der Tiefe, wo $[O_2]=0$ ist, könnte durch Reduktion des entstandenen Nitrats (incl. Bodenwasser-Gehalt: maximal $[NO_3]=49.2 \mu\text{mol}\cdot\text{L}^{-1}$) in analoger Weise bei der obigen C:N:P-Zusammensetzung ein zusätzlicher Beitrag zur PO_4 -Konzentration von $1.25 \mu\text{mol}\cdot\text{L}^{-1}$ geleistet werden. Die für die exponentielle Anpassung an die gemessenen PO_4 -Profile (Abb.75) in Tab.16 aufgelisteten Modellparameter ergeben jedoch für die Grenzkonzentration in der oxischen Oberflächenszone nur ein $[PO_4]$ - im Bereich von $2.6\text{--}7.3 \mu\text{mol}\cdot\text{L}^{-1}$ mit einem Mittelwert von ca. $4.23 \mu\text{mol}\cdot\text{L}^{-1}$. Ähnliche Abweichungen bei DeLange (1986) zwischen gemessenen und modellierten PO_4 -Konzentrationen werden von diesem Autor im Anschluß an ein vergleichbares Problem bei EMERSON et al. (1980) dadurch erklärt, daß infolge von bioturbaten Austauschprozessen nahe der Sediment/Wasser-Grenzfläche die tatsächlichen Austauschkoeffizienten für O_2 und PO_4 gleich seien und damit der beträchtliche Korrekturterm für differentielle Diffusion entfallen würde; bei einem Anstiegsbereiches (in dem auch die Organismen wirksam sein müßten) der PO_4 -Konzentration von über 1.5 m in der genannten Arbeit (DeLANGE 1986) erscheint die Erklärung durch bioturbaten Lösungstransport allerdings absicherungsbedürftig.

Eine solche Deutung ist für das Europäische Nordmeer aus verschiedenen Gründen unwahrscheinlich: zum einen wurde in Kap.4.2.2 nachgewiesen, daß sogar in den Oberflächensedimenten des Voering-Plateaus (und noch eher in den Becken-Sedimenten) die effektiven nur geringfügig über den molekularen Diffusionskoeffizienten liegen; zum anderen wäre dann eine systematische Zunahme der Grenzkonzentration $[PO_4]$ - von den flacher liegenden zu den Tiefseebecken-Sedimenten entsprechend der abnehmenden Organismen-Besiedelung zu erwarten, was hier nicht beobachtet wird (Tab.16). Viel eher lassen sich die relativ niedrig liegenden Konzentrationen durch die Eigenschaft des PO_4 erklären, neben diskreten Mineralbildungen, die in diesen karbonatreichen Sedimenten zwar nicht ausgeschlossen, aber wegen der geringen Konzentration der

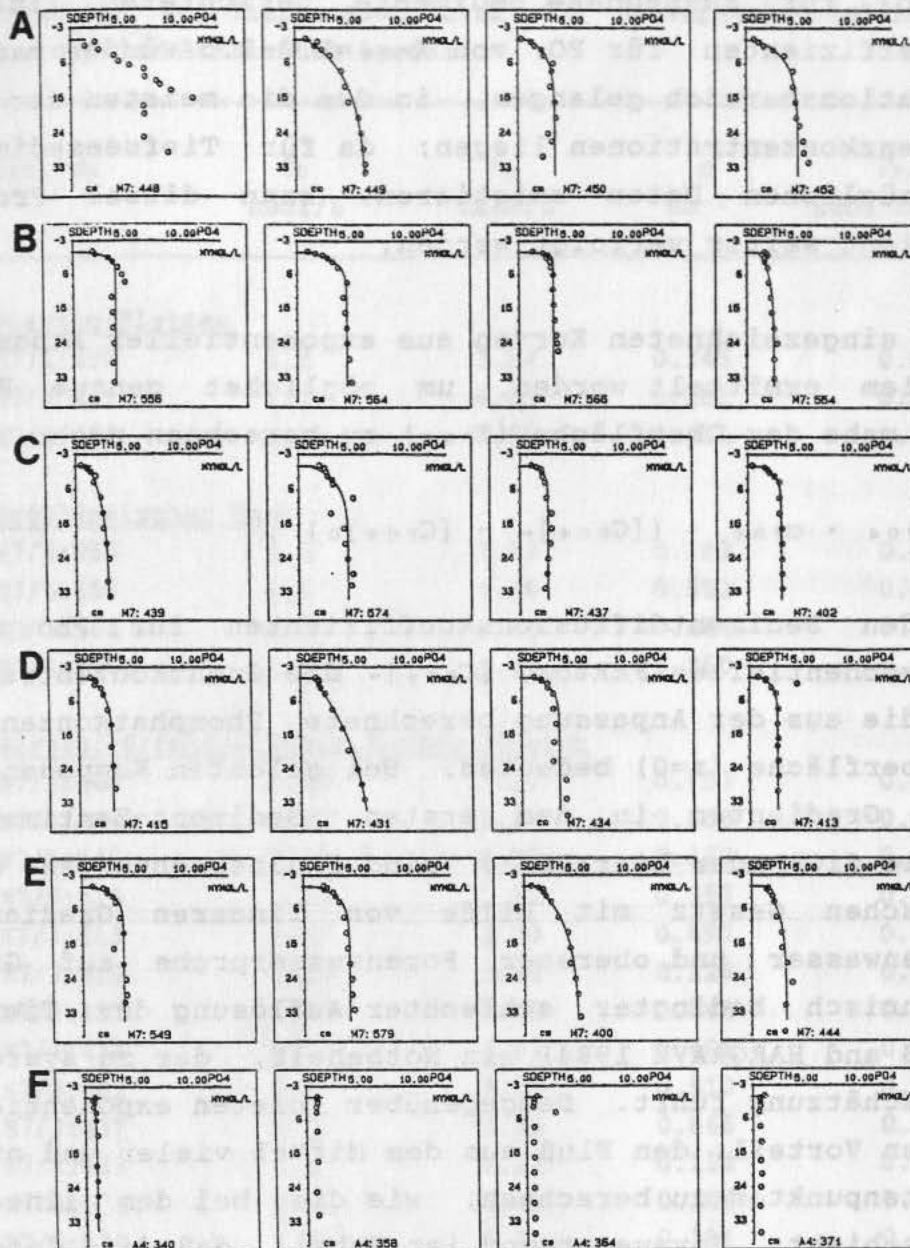


Abb.75 Phosphatverteilung in oberflächennahen Porenwässern zusammen mit einer exponentiellen Anpassung zur Berechnung der Freisetzungsraten aus Sedimenten

- (A) des Voering-Plateaus (M7:448, M7:449, M7:450, M7:452),
 (B) des Grönland. Kontinentalrandes (M7:556, M7:564, M7:566, M7:554),
 (C) des südl. Grönland-Beckens (M7:439, M7:574, M7:437, M7:402),
 (D) des Mohns-Rückens (M7:415, M7:431, M7:434, M7:413),
 (E) des Norwegischen Becken-Bereichs (M7:549, M7:579, M7:400, M7:444)
 (F) des Arktischen Nansen-Beckens (A4:340, A4:358) und des Nansen-Gakkel-Rückens (A4:364, A4:371).

Reaktionspartner unwahrscheinlich sind, vor allem an adsorptiven Gleichgewichten beteiligt zu sein. Mit Hilfe der bei KROM and BERNER (1980b) für küstennahe Sedimente berichteten linearen Adsorptionskoeffizienten für PO_4 von $K_{\text{PO}_4}=1.2-2.5$ würde man in den Konzentrationsbereich gelangen, in dem die meisten der hier bestimmten Grenzkonzentrationen liegen; da für Tiefseesedimente keine diesbezüglichen Daten existieren, kann dieses Problem quantitativ nicht weiter verfolgt werden.

Die in Abb.75 eingezeichneten Kurven aus exponentieller Anpassung sind vor allem ermittelt worden, um möglichst genaue Freisetzungsraten nahe der Oberfläche (F_{PO_4}) zu berechnen nach:

$$F_{\text{PO}_4} = D_{\text{PO}_4} \cdot \alpha_{\text{PO}_4} \cdot ([C_{\text{PO}_4}]_{\infty} - [C_{\text{PO}_4}]_0) ,$$

wobei D_{PO_4} den Sedimentdiffusionskoeffizienten für Phosphat, α_{PO_4} den präexponentiellen Faktor, $[C_{\text{PO}_4}]_{\infty}$ die Grenzkonzentration und $[C_{\text{PO}_4}]_0$ die aus der Anpassung berechnete Phosphatkonzentration an der Oberfläche ($z=0$) bedeuten. Bei gelösten Komponenten, die scharfe Gradienten in den ersten Sediment-Zentimetern aufweisen (wie SiO_4 oder hier: PO_4), sind Flußberechnungen nach dem 1.Fick'schen Gesetz mit Hilfe von linearen Gradienten zwischen Bodenwasser und oberster Porenwasserprobe auf Grund probenahmetechnisch bedingter schlechter Auflösung der Tiefenskala (ANDREWS and HARGRAVE 1984) ein Notbehelf, der zu systematischer Unterschätzung führt. Demgegenüber bieten exponentielle Anpassungen den Vorteil, den Fluß aus dem Mittel vieler und nicht nur eines Datenpunktes zu berechnen, wie dies bei dem linearen Verfahren geschieht. Voraussetzung ist dabei, daß die "steady state" Bedingung gilt und die Produktion nach Kinetik 1.Ordnung erfolgt, was bereits in Kap.4.3.1 diskutiert wurde.

Die berechneten Freisetzungsraten für die verschiedenen Gebiete des Europäischen Nordmeers liegen - außer für die Sedimente des grönländischen Kontinentalrandes - relativ dicht beieinander mit einem Mittelwert von $0.056 \mu\text{mol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ und einem Bereich von $0.017-0.122 \mu\text{mol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$, der nicht systematisch mit der Wassertiefe oder Schelfrandferne variiert. Einige der hohen Werte beruhen dabei (grönländischer Hang) auf "non steady state" Gehalten im obersten Zentimeter, der naturgemäß am schwersten

Tab.16 Umsatz und Freisetzung von Phosphat aus oberflächennahen Schichten von Tiefseesedimenten der Norwegisch-Grönländischen See und des Arktischen Ozeans.

Station	C ₀ μmol/L	C _∞ μmol/L	α cm ⁻¹	F _{P04} μmol·cm ⁻² ·a ⁻¹
<u>Voering-Plateau</u>				
M7/3:450	1.1	3.54	0.245	0.044
M7/3:449	1.1	6.61	0.101	0.041
M7/3:452	1.1	4.95	0.211	0.060
<u>Grönländischer Hang</u>				
M7/5:554	1.1	2.62	0.182	0.020
M7/5:556	1.1	4.88	0.552	0.153
M7/5:564	1.0	4.67	0.444	0.116
M7/5:566	1.0	3.31	2.260	0.366
<u>Norweg.-Grönländischer Becken-Bereich</u>				
M7/3:444	1.07	3.37	0.153	0.026
M7/3:400	1.07	5.27	0.103	0.032
M7/5:549	1.07	4.08	0.360	0.079
M7/5:579	1.07	4.32	0.357	0.085
M7/3:413	1.07	2.70	0.493	0.059
M7/3:415	1.07	3.28	0.226	0.037
M7/3:431	1.07	7.29	0.048	0.022
M7/3:434	1.07	3.63	0.401	0.075
M7/3:402	1.1	3.19	0.510	0.078
M7/3:437	1.1	2.69	0.666	0.078
M7/3:439	1.1	3.17	0.114	0.017
M7/5:574	1.1	4.42	0.206	0.055
M7/5:576	1.1	5.11	0.301	0.088
<u>Arktischer Ozean</u>				
A4/3:340	0.7	1.09	0.292	0.008

ungestört zu bearbeiten ist. Beim Vergleich der entsprechenden Phosphat-Freisetzungsraten mit den in Tab.11c abgeschätzten Abbauraten für organischen Phosphor ergibt sich für die Sedimente des Voering-Plateaus eine Differenz, die in der Größe den oben diskutierten Adsorptionseffekten entspricht. Die ausgezeichnete Übereinstimmung der Abbau- und Freisetzungsraten bei den Statio-

nen M7:439 und M7:444 kann allerdings nicht als Fehlen von Adsorptionseffekten gedeutet werden, da die in Tab.16 genannten Grenzkonzentrationen mit einer solchen Interpretation nicht kompatibel sind; vielmehr wird hier die Grenze der Modelle und der aus ihnen mit Hilfe verschiedener Annahmen ermittelten Raten (vor allem bei der Abbau-Rate von P_{org}) erreicht, die vermutlich nicht besser als mit einem Faktor von 2 die tatsächlichen Verhältnisse beschreiben.

Eine Sonderstellung nehmen die oberflächennahen Tiefsee-Sedimente des Arktischen Ozeans ein (Abb.75f), in denen anscheinend nur eine außerordentlich geringe Produktion von Phosphat stattfindet. Dies deckt sich mit den Befunden aus der Nitratproduktion durch Nitrifikation nahe der Oberfläche (vgl.Kap.4.3.2.1.8). Aus den Daten, die im Porenwasser mehrerer Kerne niedrigere PO_4 -Konzentrationen als im Bodenwasser ausweisen, muß geschlossen werden, daß die Produktion von PO_4 durch Abbau nicht mit der Konsumption durch Adsorption Schritt halten kann, so daß keine Freisetzung vom Boden, sondern eher eine Aufnahme von PO_4 aus dem Bodenwasser stattfindet. Dieser in der Tiefsee bislang nicht beobachtete Effekt (als Folge geringer biogener Sedimentation und evtl. einer speziellen Zusammensetzung der adsorbierenden Festkörper) verdient genauere Bearbeitung in zukünftigen Untersuchungen, da die Sedimente in den Gehalten des partikulären anorganischen und organischen Phosphors sich durchaus "normal" verhalten.

Durch das schnelle Anstreben einer konstanten Grenzkonzentration in den meisten in Abb.75 dargestellten Profilen ergibt sich bereits, daß keine wesentliche Beeinflussung der oberflächennahen Konzentrationsprofile durch Abbauprozesse in tieferen Sedimentschichten und diffusiven Transport nach oben stattfindet, wie es in C_{org} -reicheren und durch intensivere anoxische Umsatzprozesse geprägten Tiefseesedimenten z.B. von Auftriebsgebieten (SUESS 1976) beobachtet wird. In Abb.76 sind einige typische Phosphat-Profile aus dem Beckenbereich der Norwegisch-Grönländischen See von tiefreichenden Kastenloten zusammen mit den jeweiligen Oberflächendaten dargestellt. Mit Ausnahme der Station M7:564 ist weder für die Nitratreduktionszone noch für den Übergang zum anoxischen Milieu eine deutliche Konzentrationszunahme erkennbar, die sich - ebenso wie bei den Stickstoffkomponenten

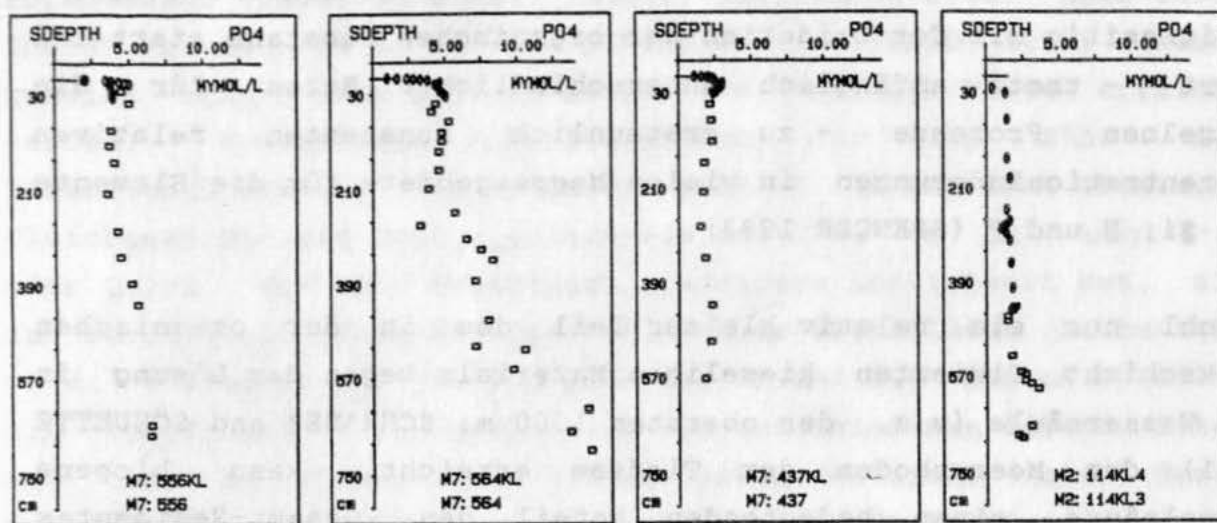


Abb.76 Phosphat-Verteilung im Porenwasser von Kastenlotkernen aus der Norwegisch-Grönländischen See (v.l.n.r.: M7:556, M7:564, M7:437, M2:114).

(vgl. Kap. 4.3.2.3) - als Folge andauernder Abbauprozesse ergeben müßte; auch die verschiedenen Facieswechsel in diesen Kernen haben nur geringe Auswirkungen auf die Phosphatverteilung (vgl. dazu die drastischen Änderungen durch eingeschobene Turbidite bei: DeLANGE 1986). Offensichtlich ist die Intensität des anoxischen Abbaus so gering, daß adsorptive Prozesse in den verschiedenen Fazies den nach dem Abbaumodell erwarteten Konzentrationsanstieg verdecken.

4.4 Regeneration und Freisetzung von Silikat

Neben organischer Materie und Kalziumkarbonat ist biogener Opal die bedeutendste biogene Komponente, die dem Meeresboden durch Sedimentation aus der Wassersäule zugeführt wird. Amorphe Kieselsäure ("biogener Opal" und "amorphe Kieselsäure" bedeuten in der meereskundlichen Literatur dieselbe Substanz: HURD 1973; sie sollen auch hier gleichsinnig verwendet werden) bildet die Hauptkomponente der Skelettstrukturen von Diatomeen, Siliko-Flagellaten und Radiolarien, die die wichtigsten biologischen Agenten für den Entzug von gelöstem Silikat aus der Deckschicht des offenen Ozeans und für den Transport partikulärer Kieselsäure in die Tiefsee darstellen. Die Auflösung der partikulären

Kieselsäure beim Transport in tiefere ozeanische Schichten findet gleichzeitig mit der Oxidation der organischen Substanz statt und führt - trotz anfänglich unterschiedlicher Raten für die einzelnen Prozesse - zu erstaunlich konstanten relativen Konzentrationsänderungen in vielen Meeresgebieten für die Elemente O_2 , Si, N und P (SPENCER 1983).

Obwohl nur ein relativ kleiner Teil des in der ozeanischen Deckschicht fixierten kieseligen Materials wegen der Lösung in der Wassersäule (v.a. der obersten 1000 m: SCHRADER and SCHUETTE 1981) den Meeresboden der Tiefsee erreicht, kann biogene Kieselsäure einen bedeutenden Anteil des Gesamt-Sedimentes ausmachen; dabei stehen die Gehalte im Sediment in klarer Beziehung zur regionalen Verteilung der Primärproduktion und der Konzentration von SiO_2 im suspendierten Material der Wassersäule (LISITZIN 1967). Wegen der vergleichsweise (v.a. hinsichtlich der Antarktis) niedrigen Gehalte von Opal in den Sedimenten des Nordatlantik und der Arktis werden die in dieser Studie bearbeiteten Gebiete im globalen marinen Kreislauf des Siliziums als wenig bedeutend eingeschätzt (DeMASTER 1981; vgl. aber die Weltkarte mit Silikat-Aufnahmeraten durch Phytoplankton: HEATH 1974). Diese Aussagen über die hohen nördlichen Breiten stützen sich zum einen nur auf sehr eingeschränktes Datenmaterial, zum anderen werden in der globalen Bilanz von DeMASTER (1981) die oberflächennahen Sedimentschichten, in denen die wesentlichen, aber unzureichend bekannten Lösungsprozesse stattfinden (SPENCER 1983), "mit zum Ozean gezählt". Dies mag berechtigt sein für eine Gegenüberstellung von Quellen und Senken für Silizium im Weltmeer, ist aber wenig hilfreich zur Beurteilung der dynamischen Prozesse innerhalb des Ozeans: denn auch nach gegenwärtigen, noch groben Einschätzungen (CALVERT 1983) ist die Rückführung von Silikat durch Porenwasserfluß an den Ozean fast doppelt so groß wie die globale Flußzufuhr zum Ozean ($3.3 \cdot 10^{14} \text{ g } SiO_2 \cdot a^{-1}$). Daher sollen im folgenden Lösungs- und Rückführungsprozesse in oberflächennahen Sedimentschichten des Europäischen Nordmeers und Arktischen Ozeans näher betrachtet werden.

Lösungsprozesse führen in allen marinen (und auch limnischen) Sedimenten zu rasch mit der Tiefe ansteigenden Konzentrationen im

Porenwasser (TESSENOW 1966; FANNING and PILSON 1974; HURD 1973; SCHINK et al. 1974, 1975; SCHINK and GUINASSO 1978), wobei zumeist schon nach einigen Dezimetern konstante Werte erreicht werden. Wesentliche Einflußgrößen für die Höhe der "Grenzkonzentration" (im folgenden auch: C-) sind nicht chemische Gleichgewichte mit Opal (Löslichkeit bei 2°C: ca. $1100 \mu\text{mol}\cdot\text{L}^{-1}$) oder Quarz, der eine wesentlich niedrigere Löslichkeit hat, als in Porenwässern nahe der Sediment/Wasser-Grenzfläche beobachtet wird. Vielmehr ist für die Höhe von C- und den Porenwasserfluß ein kompliziertes Zusammenwirken von verschiedenen äußeren Raten und inneren kinetischen Größen verantwortlich, als deren wichtigste die Zufuhr von biogener Kieselsäure durch Sedimentation, die biogene Mischungsrate für Partikel und die Lösungsgeschwindigkeit des Opal angesehen werden (SCHINK et al. 1975).

Als Ausgangspunkt für nachfolgende Betrachtungen der Rückführungsprozesse sind typische Silikat-Profile aus den obersten

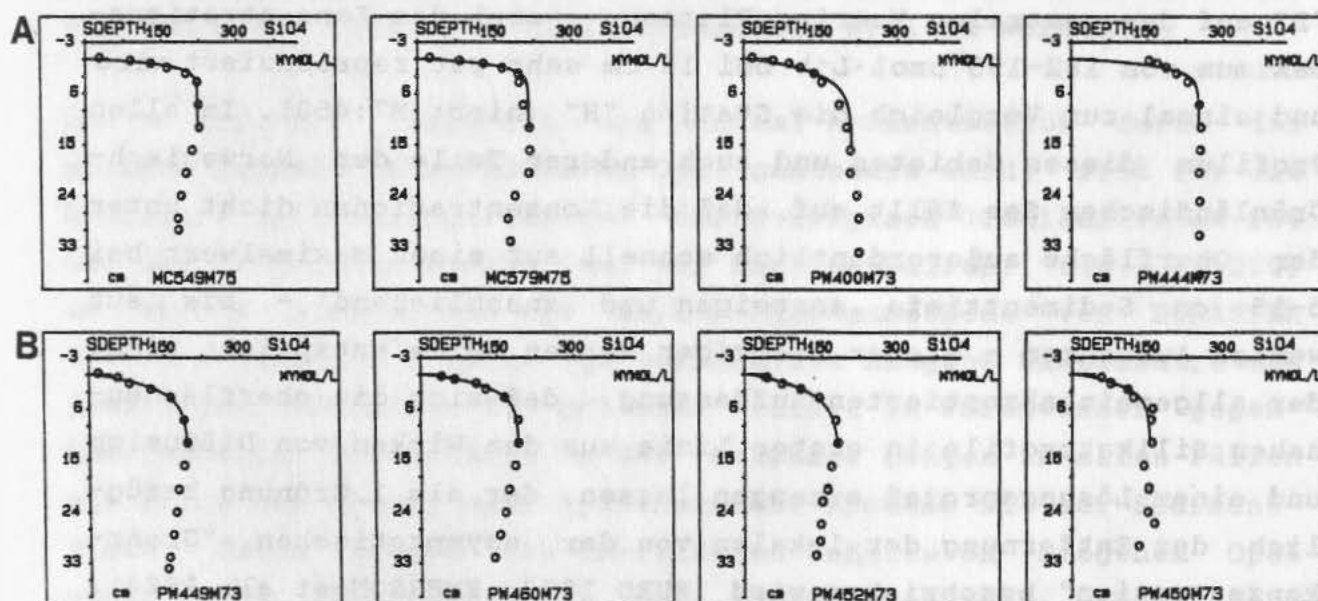


Abb.77 Silikat-Verteilung in oberflächennahen Porenwässern mit einer exponentiellen Anpassung zur Berechnung der Freisetzungsraten aus Sedimenten (A) des Norwegischen Becken-Bereichs (v.l.n.r.: M7:549, M7:579, M7:400, M7:444) und (B) des Voering-Plateaus (M7:449, M7:460, M7:452, M7:450).

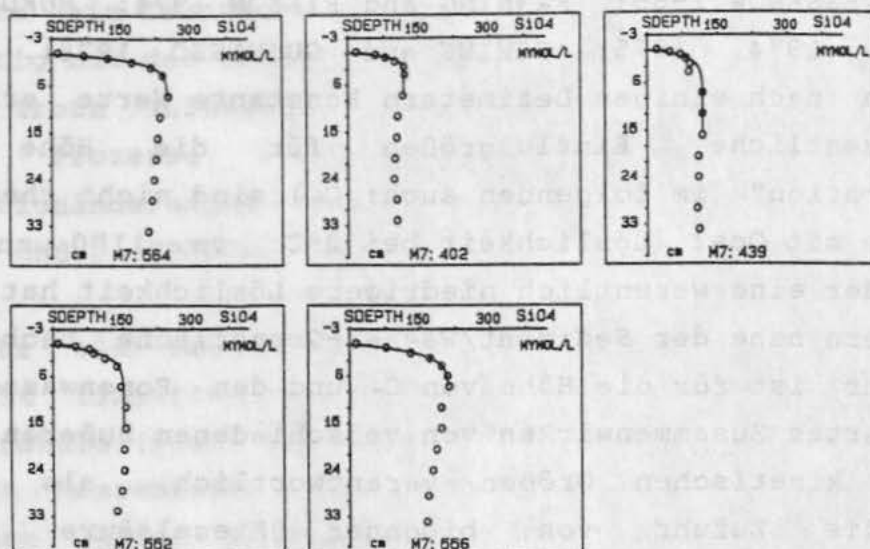


Abb.78 Silikat-Verteilung in oberflächennahen Porenwässern mit einer exponentiellen Anpassung zur Berechnung der Freisetzungsraten aus Sedimenten des Grönländischen Becken-Bereichs.

ca. 35 cm der Porenwassersäule für den Beckenbereich der Norwegischen See in Abb.77a, das Voering-Plateau in Abb.77b und die Grönländische See in Abb.78 dargestellt. Die Profile in Abb.77b vom Voering-Plateau repräsentieren (v.l.n.r.) dreimal die Station "Z" auf dem zentralen Voering-Plateau, wobei das Konzentrationsmaximum von 182-193 $\mu\text{mol}\cdot\text{L}^{-1}$ bei 12 cm sehr gut reproduziert wird, und einmal zum Vergleich die Station "H" (hier: M7:450). In allen Profilen dieses Gebietes und auch anderer Teile der Norwegisch-Grönländischen See fällt auf, daß die Konzentrationen dicht unter der Oberfläche außerordentlich schnell auf einen Maximalwert bei 5-15 cm Sedimenttiefe ansteigen und anschließend - bis auf wenige Ausnahmen - wieder niedriger werden. Dies entspricht nicht der allgemein akzeptierten Auffassung, daß sich die oberflächennahen Silikatprofile in erster Linie aus dem Wirken von Diffusion und einem Lösungsprozeß erzeugen lassen, der als 1.Ordnung bezüglich der Entfernung der lokalen von der asymptotischen "Grenzkonzentration" beschrieben wird (HURD 1973; EMERSON et al. 1984). Da für die Annahme eines verstärkten biogenen Austausches von Porenwasser an der Grenzfläche, der solche Profile erklären könnte (ALLER 1980a), kein Anlaß besteht (vgl.Kap.4.2.2), wäre in Betracht zu ziehen, daß durch evtl. saisonale ("non steady state") Effekte zeitweilig ein Maximum erzeugt wird oder daß in

der Sedimentsäule eine Konsumptions-Reaktion stattfindet. Da auch bei der Silikat-Verteilung im Winter ein intermediäres Maximum auftritt und in Kastenlotkernen Konzentrationsabnahmen bis über 1 m Tiefe (s.u.) stattfinden, kommt nur eine zusätzliche (Um-) Fällungsreaktion in Frage, die in erster Linie in einiger Entfernung von der Grenzfläche wirksam ist (s.u.).

Beim Vergleich der verschiedenen Gebiete ergibt sich (Abb.77, Abb.78) trotz der größeren Wassertiefe eine leichte Erhöhung der Konzentrationsmaxima beim Übergang vom Voering-Plateau zur Norwegisch-Grönländischen See östlich des Mohns-Rücken, während im südlichen Teil des Grönland-Beckens (Sta.: M7:439, 552, 402) wieder etwas niedrigere Werte auftreten (Abb.78). Nach den Ergebnissen von SCHINK et al. (1975), die sich auf die gleichzeitige Modellierung der Verteilungen von biogenem Opal und gelöstem Silikat stützen, ist die benthische Mischungsrate wegen der tiefen Einmischung reaktiven Materials wesentlich für die Höhe der maximalen Konzentration verantwortlich. Da in dieser Arbeit (Kap.4.2.1.2) ermittelt wurde, daß die benthischen Mischungsraten für Partikel im norwegisch-grönländischen Beckenbereich fast eine Größenordnung unter denen des Voering-Plateaus liegen, können gleiche oder niedrigere Maximal-Konzentrationen auf dem Voering-Plateau nicht durch die Einmischungsrate erklärt werden.

Um zu prüfen, inwieweit die Maximal-Konzentration durch das primäre Angebot an auflösbarem Opal gesteuert wird, sind für die Sedimente des Voering-Plateau, der Norwegisch-Grönländischen See und des Arktischen Ozeans (nur vom Kontinentalfuß: Sta. A4:280) in Abb.79 einige nach der Na_2CO_3 -Lösungsmethode von DeMASTER (1981) ermittelte Profile für partikuläre biogene Kieselsäure den jeweiligen Profilen für gelöstes Silikat im Porenwasser gegenübergestellt. Die Gehalte in der Festphase zeigen in allen Fällen als Folge der Lösung eine systematische Abnahme mit der Sedimenttiefe; dabei liegen die Oberflächen-Gehalte an biogenem Opal unter dem Einflußbereich des Norwegen-Stroms (Stationen: Pos119:281, Pos119:284 und M7:444) deutlich über den entsprechenden Werten aus dem Ostgrönlandstrom und dem Arktischen Ozean. Die moderate Abnahme der Gehalte an partikulärer biogener Kieselsäure mit der Tiefe in einigen der dargestellten Profile signalisiert, daß intensive Lösungsprozesse nicht auf die obersten Zentimeter

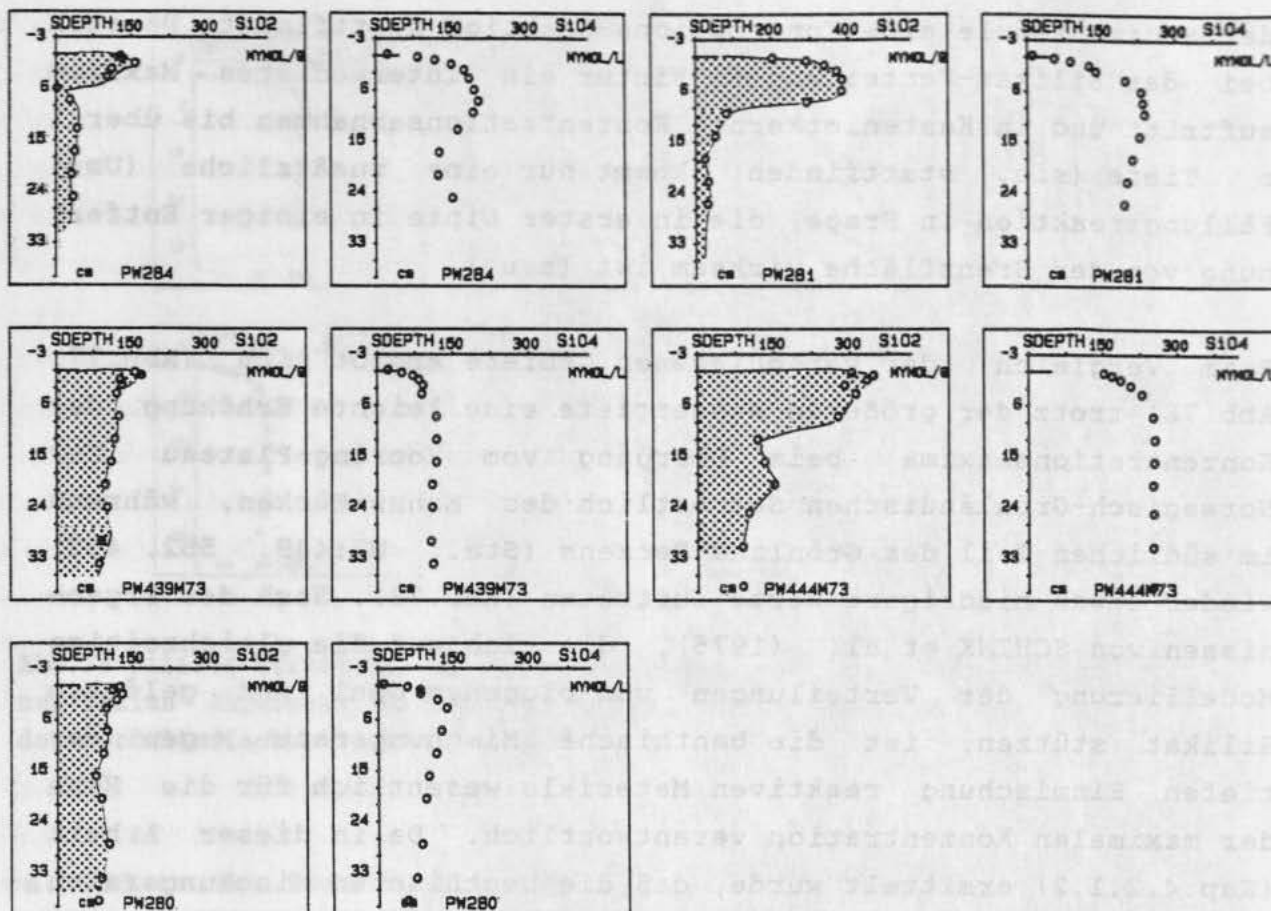


Abb.79 Vergleich von biogenem Opal (jeweils links; $\mu\text{mol}\cdot\text{g}^{-1}$) in der festen Sedimentphase und dem gelösten Silikat ($\mu\text{mol/L}$) im Porenwasser der Kerne. Obere Reihe: Voering-Plateau (P128:284, P128:281); mittlere Reihe: Norwegisch-Grönländischer Becken-Bereich (M7:439, M7:444); unten: Kontinentalfuß zum Nansen-Becken (A4:280).

des Sediments beschränkt sind, sondern, wie auch von SCHRADER (1972) beschrieben, bis in größere Tiefen reichen können. Die parallel dargestellten Porenwasserprofile zeigen eine ebensolche Reihenfolge in den maximalen Konzentrationen, die nahe der Oberfläche erreicht werden. Daraus ergibt sich, daß die hohen Porenwasserkonzentrationen primär durch die hohen Gehalte an biogener Kieselsäure bedingt sind, wie von SCHINK et al. (1974) aus Untersuchungen an verschiedenen Transekts durch den Nord-Atlantik geschlossen wurde (ähnlich auch: JOHNSON and EISENREICH 1979).

Ganz extreme Unterschiede in den Silikat-Profilen sind aus dem vollständig dargestellten Transekt vom arktischen Schelf in das

Nansen-Becken bis zum Nansen-Gakkel-Rücken ersichtlich (Abb.80): neben den für die Nordischen Kontinentalränder typischen Verteilungen im Porenwasser der ersten Stationen des Profils, treten im eisbedeckten Beckenbereich - ähnlich wie bei der Abbildung der Intensität des organischen Abbaus in Nitratprofilen - extrem niedrige Konzentrationen und Lösungsraten auf.

Zur Berechnung der Freisetzungsraten von Silikat in den verschiedenen Meeresgebieten wurden die Meßwerte bis zum Konzentrationsmaximum durch eine exponentielle Anpassung beschrieben (MORSE 1974), aus der dann der Konzentrationsgradient an der Stelle $z=0$ berechnet wurde. Während dieses Herangehen für Diffusion und Reaktion nach 1.Ordnung das analytisch geforderte Verfahren ist,

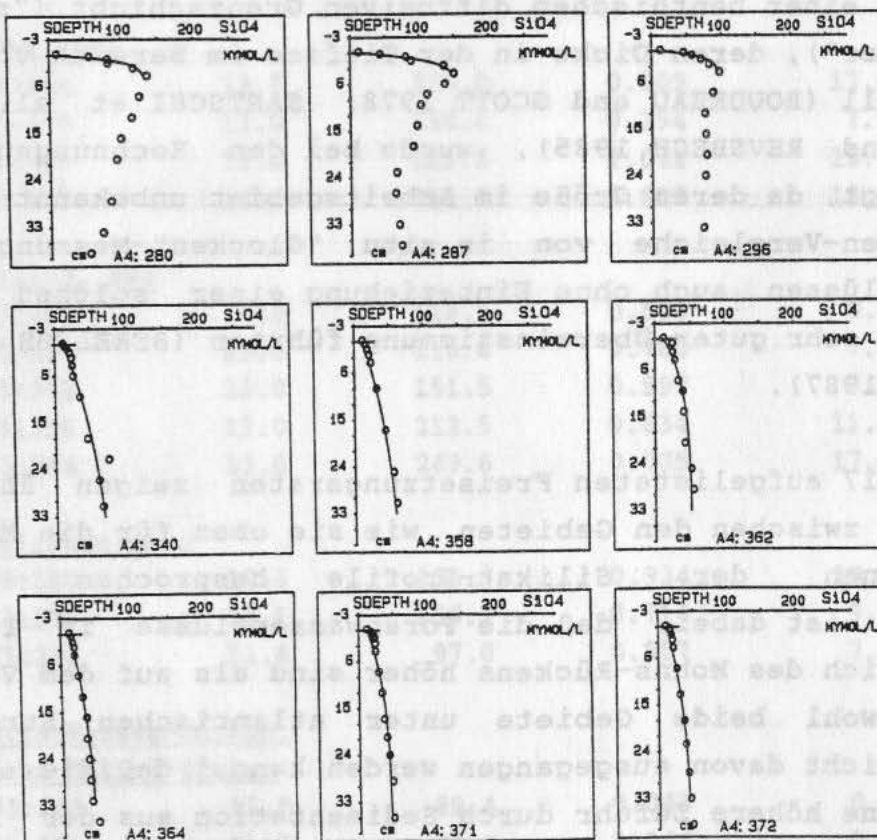


Abb.80 Silikat-Verteilung in oberflächennahen Porenwässern mit einer exponentiellen Anpassung zur Berechnung der Freisetzungsraten aller bearbeiteten Sedimentkerne (von Süd nach Nord) des Arktischen Kontinentalrandes, des Nansen-Beckens und des Nansen-Gakkel-Rückens (vgl.Stationsliste).

kann es in diesem Fall nur als Hilfslösung zur Ermittlung des richtigen Gradienten betrachtet werden, da die auftretende Konsumptionsreaktion funktional nicht erfaßt wird. Die generell gute Beschreibung der Meßprofile durch diese einfache exponentielle Funktion kann jedoch als Bestätigung gewertet werden, daß Lösung von biogenem Opal nach der üblichen Kinetik in diesen oberflächennahen Schichten der dominierende Prozeß ist. Bei der Berechnung des Sediment-Diffusionskoeffizienten nach WOLLAST and GARRELS (1971) und ULLMAN and ALLER (1982) wurde für die gesamte Norwegisch-Grönländische See mit $D_s = 92.0 \text{ cm}^2 \cdot \text{a}^{-1}$ gerechnet, während sich für die arktische Tiefsee entsprechend der niedrigeren Porosität ein etwas geringerer Wert ergab; beide liegen dicht bei dem von WOLLAST and MACKENZIE (1983) errechneten "Mittelwert", so daß dadurch die Vergleichbarkeit mit anderen Meeresgebieten nicht erschwert wird.

Die Existenz einer benthischen diffusiven Grenzschicht ("stagnant boundary layer"), deren Dicke in der Tiefsee im Bereich von 0.2-1 mm liegen soll (BOUDREAU and SCOTT 1978; SANTSCHI et al. 1983; JÖRGENSEN and REVSBECH 1985), wurde bei den Rechnungen nicht berücksichtigt, da deren Größe im Arbeitsgebiet unbekannt ist und jüngste Raten-Vergleiche von in situ "Glocken"-Messungen mit Porenwasserflüssen auch ohne Einbeziehung einer solchen Grenzschicht zu sehr guter Übereinstimmung führten (BERELSON et al. 1987; DEVOL 1987).

Die in Tab.17 aufgelisteten Freisetzungsraten zeigen ähnliche Unterschiede zwischen den Gebieten, wie sie oben für die Maximalkonzentrationen der Silikat-Profile besprochen wurden. Überraschend ist dabei, daß die Porenwasserflüsse im Tiefsee-Becken östlich des Mohns-Rückens höher sind als auf dem Voering-Plateau, obwohl beide Gebiete unter atlantischen Strömungen liegen und nicht davon ausgegangen werden kann, daß die Beckenbereiche eine höhere Zufuhr durch Sedimentation aus der Wassersäule erhalten als das schelfnähere Voering-Plateau; bei Würdigung der verschiedenen Einflußgrößen bleibt nur die Annahme einer lateralen Zufuhr. Die hier bestimmten Rückführungsraten sollen in Kap.4.5.2 in Verbindung mit Daten über die Sedimentation und Akkumulation weiter untersucht werden.

Tab.17 Freisetzung von Silikat Fs_{104} an der Sedimentoberfläche von Tiefseesedimenten der Norwegisch-Grönländischen See und des Arktischen Ozeans (aus exponentieller Anpassung der oberflächennahen Daten). Bei den Sedimenten der Norwegisch-Grönländischen See und des Arktischen Hangs (mittl. Porosität $\phi=0.80$) wurde mit $D_s=92.0 \text{ cm}^2 \cdot \text{a}^{-1}$, bei Sedimenten der Arktischen Tiefseegebiete ($\phi=0.75$) mit $D_s=81.1 \text{ cm}^2 \cdot \text{a}^{-1}$ gerechnet.

Station	C_0 $\mu\text{mol/L}$	C_∞ $\mu\text{mol/L}$	α cm^{-1}	Fs_{104} $\mu\text{mol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$
<u>Voering-Plateau</u>				
M7/3:450	12.0	153.0	0.464	6.02
M7/3:449	12.0	195.0	0.378	6.36
M7/3:452	13.0	185.1	0.330	5.22
M7/3:460	13.0	191.5	0.464	7.62
<u>Norweg. See</u>				
M7/3:444	13.0	250.0	0.809	17.6
M7/3:400	13.0	210.6	0.394	7.16
M7/5:549	13.0	221.5	1.041	19.9
M7/5:579	13.0	215.0	1.007	18.7
<u>Grönland. See</u>				
M7/3:402	13.0	118.6	0.838	8.14
M7/3:439	13.0	118.0	0.780	7.73
M7/5:552	13.0	151.5	0.597	7.61
M7/5:556	13.0	212.5	0.634	11.6
M7/5:564	13.0	249.6	0.785	17.1
<u>Arktischer Hang</u>				
A4/3:280	10.3	133.3	0.934	10.6
A4/3:287	12.1	156.3	0.714	9.47
A4/3:296	11.8	97.0	0.957	7.50
<u>Arktis:Nansen-Becken, Nansen-Gakkel-Rücken</u>				
A4/3:340	11.8	89.4	0.043	0.27
A4/3:358	11.5	76.4	0.044	0.23
A4/3:362	11.5	52.6	0.106	0.35
A4/3:364	11.9	53.0	0.046	0.15
A4/3:371	11.9	48.6	0.083	0.25
A4/3:372	10.5	49.7	0.065	0.21
A4/3:376	11.7	49.0	0.055	0.17

Obwohl die oben angesprochene Konsumption in tieferen Sedimentschichten jenseits des hier zu betrachtenden grenzflächennahen Bereiches liegt und im Rahmen dieser Untersuchung nicht aufgeklärt werden kann, sollen doch einige Hinweise auf mögliche Ursachen zusammengetragen werden. Ausgehend von dem bei niedrigen Temperaturen biogen gefällten Opal-A lautet die allgemein beobachtete diagenetische Sequenz von Lösungs-/Umfällungsreaktionen (WILLIAMS and CRERAR 1985): Umwandlung in anorganisch gebildeten Opal-A' (HEIN et al. 1978), Bildung von OPAL-CT verschiedener Formen bis zur Entstehung von Quarz, wobei die Quarz-Bildung erst auf Zeitskalen von vielen Millionen Jahren erfolgen kann. Eine für die hier untersuchten Sedimente der obersten Meter eher wahrscheinliche Reaktion gründet sich auf die Reaktion von Silikat mit anderen Elementen: BURTON and LISS (1973) beschreiben als mögliche Silikat-Senke im Ozean die in Laborversuchen beobachtete Adsorption von Silikat an frisch gebildete Fe-, Al- und Mg-Hydroxide, aus denen sich leicht Quarz bilden soll; neuere Untersuchungen von DeLANGE and RISPENS (1986) an Tiefseesedimenten mit alternierenden C_{org} -reichen und -armen Lagen besagen, daß die gemeinsame Diffusion von gelöstem Fe^{2+} und Silikat in suboxische Schichten zur Ausfällung eines amorphen Fe-Si-Minerals führen kann, für das auch Tonmineralstrukturen vermutet werden. Die Bildung von $FeSiO_3$ durch Übersättigung von marinen Poren-

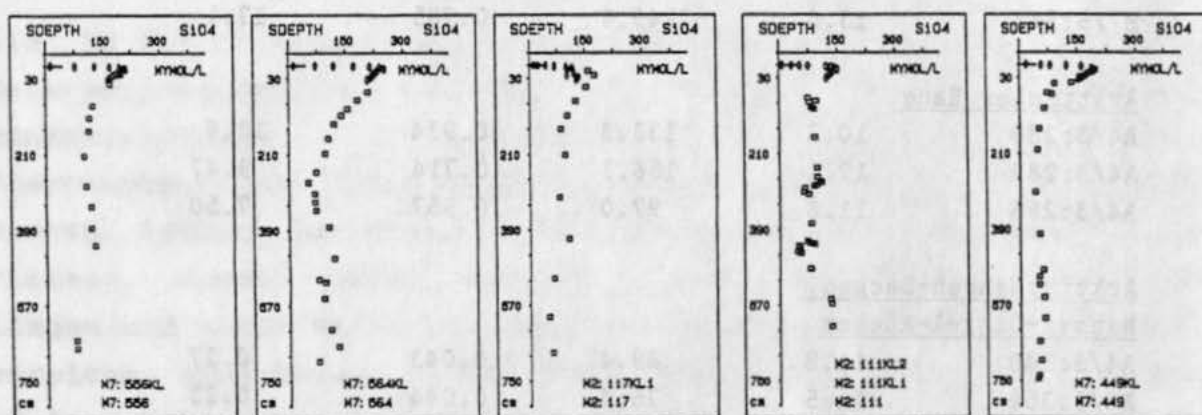


Abb.81 Silikat-Verteilung in Porenwässern von Kastenloten von Sedimenten des Norwegisch-Grönländischen Becken-Bereichs (v.l.n.r.: M7:556, M7:564, M2:117, M2:111) und des Voering-Plateaus (M7:449). Die Profile zeigen die Festlegung von Silikat in tieferen Sedimentschichten.

wässern, in denen Fe als gelöster Komplex $\text{FeSi}_3\text{O}_3(\text{OH})_8^0$ vorliegen soll, wird auch von WINTERS and BUCKLEY (1986) diskutiert.

Die in Abb.81 dargestellten Silikat-Profile aus dem Becken-Bereich der Norwegisch-Grönländischen See und dem Voering-Plateau (Station M7:449) widersprechen einer solchen Interpretation nicht, da jeweils in der Tiefe, wo durch Aufzehrung des Nitrats der Beginn anoxischer Verhältnisse mit Reduktion von Fe(III) und erhöhten Konzentrationen von Fe^{2+} angezeigt wird, der jeweilige Minimumwert für das Silikat erreicht wird. Da bislang keine Daten über gelöstes Eisen in der geforderten Qualität vorliegen, kann die Untersuchung dieser Silikat-Senke zunächst nicht weiter verfolgt werden. Von Bedeutung für die Interpretation der Prozesse nahe der Grenzfläche ist aber, daß es sich um eine an die tief liegende Redoxkline geknüpfte Ausfällung handelt, die erst weit unterhalb der Sedimentoberfläche beginnt.

4.5 Bilanzierung benthischer Umsätze von biogenen Komponenten

Die Remineralisierungs- und Lösungsprozesse in den oberflächennahen Sedimentschichten bestimmen, welcher Anteil der zugeführten partikulären biogenen Komponenten im Sediment erhalten wird und welcher Teil an den Ozean in gelöster Form zurückgeführt wird. Bilanzierende Betrachtungen, bei denen der Umsatz am Meeresboden mit der sedimentären Zufuhr auf der einen Seite und Akkumulation auf der anderen Seite verglichen wird, sind geeignet, unser gegenwärtiges Verständnis der ablaufenden Prozesse zu überprüfen und - neben einem Einblick in deren Variabilität - Erkenntnisse über eventuell bestehende, grundsätzliche Lücken zu gewinnen. Daher sollen nachfolgend die in den zurückliegenden Kapiteln ermittelten Umsatz- und Freisetzungsraten zu Literaturdaten über Sedimentationsraten und zu abgeschätzten Akkumulationsraten in der Norwegisch-Grönländischen See in Beziehung gesetzt werden.

4.5.1 Organische Substanz

Voering-Plateau

Nach Untersuchungen zur Sedimentation auf dem Voering-Plateau von BATHMANN et al. (1989) passieren den 500 m Horizont im Mittel von zwei Jahren $3.2 \text{ mg} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ an Sinkstoffen, wobei $23 \text{ } \mu\text{mol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ auf organischen Kohlenstoff entfallen. Das die ozeanische Deckschicht verlassende organische Material wird zu einem Teil bereits in der Wassersäule abgebaut, bevor es den Meeresboden erreicht. Um diesen Verlust in der Wassersäule zu quantifizieren, sind in den letzten Jahren zahlreiche empirische Relationen entwickelt worden (SUESS 1980; BETZER et al. 1984; BERGER et al. 1987), die jedoch sehr unterschiedliche Gebiete des Weltmeeres einheitlich behandeln und saisonale Variationen im Abbaugeschehen nicht berücksichtigen. v.BODUNGEN (1989) kommt nach der Analyse zahlreicher, unterschiedlich gesteuerter Sedimentationsregimes zu dem Schluß, daß der Verlust von z.B. C_{org} auf dem Weg von der Deckschicht bis zum Meeresboden nur individuell für verschiedene Gebiete und nach Jahreszeiten gegliedert berechnet werden kann. Da die wesentlichen Abbauprozesse in der Wassersäule am Voering-Plateau bereits oberhalb von 500 m erfolgen und der größte Teil des Materials in kurzer Zeit und mit hohen Sinkgeschwindigkeiten

zum Boden gelangt (v.BODUNGEN, pers. Mitteilung), sollen die in den Sinkstoffallen bei 500 m ermittelten Sedimentationsraten als repräsentativ auch für die Sedimentoberfläche bei 1250 m (Station "E") bzw. 1430 m (Station "Z") angesehen werden.

Für den Abbau von C_{org} in den obersten 30 cm ergaben sich für die Zentralstation "Z" aus der Modellierung der C_{org} -Verteilung (Kap.4.3.1) integrierte Abbauraten von $17.0 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ und von $16.3 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ für die beiden Kerne M7:460 und P137:186 (Tab.11a). Etwas höher liegt der durch Modellierung von 8 Nitrat-Einzelprofilen im Porenwasser gewonnene Jahresmittelwert von $21.5 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ (Tab.12 und Kap.4.3.2.1.6). Die relativ kleine Differenz könnte darauf zurückzuführen sein, daß die refraktären Teile im C_{org} auf das modellierte Ergebnis aus der C_{org} -Verteilung im Sediment stärkeren Einfluß nehmen als auf die Resultate aus der Verteilung von Sauerstoff und Nitrat im Porenwasser, die auf die saisonal abhängige Einmischung von labilen Komponenten der organischen Substanz reagieren. Aus dem mittleren C_{org} -Gehalt von $470 \mu\text{mol}\cdot\text{g}^{-1}$ in Sedimenttiefen von 30 cm, die für die Zwecke dieser Studie die Grenze zwischen oberflächennahem Umsatz und Akkumulation markieren sollen, errechnet sich mit der dortigen Porosität von $\phi=0.73$ und der Sedimentationsgeschwindigkeit von $2.2 \text{ cm}\cdot\text{ka}^{-1}$ (vgl.Kap.4.3.1) eine Akkumulationsrate von $0.73 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ C_{org} . Diese Rate repräsentiert nur wenig mehr als 3% der Sedimentationsrate von C_{org} , liegt aber in der Größenordnung der Konsumptionsraten der "sekundären" Oxidationsmittel: insofern können die im Vergleich zur Sauerstoffzehrung unbedeutend erscheinenden Raten von Nitrat-, Mangandioxid- und Sulfat-Reduktion noch erheblichen Einfluß auf den weiteren Abbau und die Höhe der Akkumulation von C_{org} ausüben (vgl.auch: BENDER and HEGGIE 1984).

Während die Bilanz von Zufuhr, Umsatz und Akkumulation an der Zentralstation "Z" sehr gut ausgeglichen ist, wobei vom Sedimentationsfluß noch ein Anteil für Abbau in der Wassersäule zwischen 500 m und 1430 m in Abzug zu bringen ist, gilt dies weder für die Zentralstation "E" noch für die Station "H" am Kontinentalhang bei ca. 950 m Wassertiefe. An beiden Stationen werden durch Modellierung der Porenwasserprofile von Nitrat C_{org} -Oxidationsraten erhalten, die wesentlich höher als die pelagische Zufuhr

sind: für die Kerne P119:292 und M7:448 ergeben sich C_{org} -Umsätze von $48.0 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ und $45.6 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ an der Station "E"; noch weiter über der vertikalen Zufuhr liegen die C_{org} -Oxidationsraten an der Station "H" mit $70.0 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ und $57.8 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ für die Kerne M2:101 und M7:450 (Tab.12). Einen über die mittlere pelagische Zufuhr hinausgehenden C_{org} -Input erhalten die Sedimente an der Station "H" durch hangabwärts gerichteten Transport vom Schelf, während bei "E" das lokale Strömungsfeld zu erhöhter Ablagerung von Feinmaterial und auch von C_{org} führt (vgl. Kap.4.1 und 4.3.1). Beide Prozesse, die einen zusätzlichen Input zur Sedimentoberfläche bewirken, sind gegenwärtig nicht quantifizierbar.

Becken-Bereich der Norwegisch-Grönländischen See

Sedimentationsraten für biogenes Material in tieferen und schelf-ferneren Gebieten der Norwegisch-Grönländischen See wurden von HONJO et al. (1987, 1988) ermittelt (vgl. die Zusammenfassung in: WEFER 1989), wobei allerdings keine der Sinkstoffallen-Verankerungen dicht an einer der in dieser Studie bearbeiteten Stationen lag, so wie es auf dem Voering-Plateau der Fall war. Am nächsten an den in dieser Arbeit untersuchten Stationen lag die Verankerung NB-1 ($70^{\circ}00 \text{ N}$, $01^{\circ}58 \text{ W}$: WEFER 1989), für die eine jährliche Zufuhr von $1.68 \text{ mg}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ an Sinkstoffen und von $4.4 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ C_{org} berichtet werden; eine ca. 2.5 mal höhere C_{org} -Sedimentationsrate wurde an einer Position im Lofoten-Becken gemessen, während der C_{org} -Fluß zum Boden des nördlichen Grönland-Beckens um 25% niedriger lag als bei NB-1.

Aus der Modellierung der C_{org} -Verteilung in den obersten 30 cm der Sedimente im Becken-Bereich der Norwegisch-Grönländischen See ergeben sich Umsatzraten für C_{org} , die bei 7 Einzelstationen zwischen $1.04 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ und $5.07 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ mit einem Mittelwert von $2.8 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ liegen (Tab.11a). Da diese Ergebnisse mit gemittelten Raten für Partikelmischung und Akkumulation erzielt wurden, erübrigt sich eine weitere regionale Unterteilung. Obwohl die auf diese Weise bestimmten C_{org} -Umsatzraten eine Tendenz zur Unterschätzung der Umsatzprozesse auf kurzen Zeitskalen haben (s.o.), liegen sie nur wenig unter der gemessenen Rate der C_{org} -Zufuhr.

Sehr viel höhere C_{org} -Oxidationsraten hingegen ergaben sich aus der Modellierung der Porenwasserprofile. Wie in Kap.4.3.2.1.7 näher erläutert - werden die oberflächennahen Porenwasserprofile, die die Oxidationsprozesse der rezent zugeführten organischen Komponenten widerspiegeln, von Abbauprozessen in tiefliegenden Schichten beeinflusst, die klimatisch andere als die heutigen Bedingungen repräsentieren (HENRICH et al. 1989); diese Situation konnte zwar mit Hilfe eines 3-Schichten-Modells (Kap.4.3.2.1.1) beschrieben werden, lieferte jedoch wegen der unzureichenden Trennung von oberflächennahen und tieferen Abbauprozessen sowie auf Grund von Problemen mit dem Zusammenfügen von Kastengreifer- und Kastenlot-Daten zu einem einheitlichen Profil Ergebnisse von vergleichsweise hoher Variabilität zwischen den einzelnen Stationen.

Aus der Modellierung der Nitrat-Profile in den obersten 30 cm (s. die jeweils oberen Reihen in Abb.68 und Abb.69) nach dem 1-Schicht-Modell läßt sich für die 7 Stationen des Becken-Bereichs der Norwegisch-Grönländischen See ein Mittelwert für den Abbau von $13.8 \mu\text{mol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1} C_{org}$ abschätzen, der wegen der Nicht-Berücksichtigung von Abbauprozessen in tieferen Sedimentschichten nur als grober Anhaltspunkt gelten kann; die Einbeziehung dieser tiefliegenden Abbauprozesse (vgl. die jeweils unteren Reihen in Abb.68 und Abb.69) und die entsprechend gebotene Modellierung nach dem 3-Schichten-Modell liefert einen Mittelwert für die im Becken-Bereich liegenden Stationen von $14.7 \mu\text{mol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1} C_{org}$ (Tab.13). Diese Oxidationsraten für C_{org} sind deutlich niedriger als auf dem Voering-Plateau und entsprechen auch ungefähr dem Verhältnis der Primärproduktionsraten, die sich für die beiden Gebiete abschätzen lassen (v.BODUNGEN, pers. Mitteilung). Die Umsätze liegen allerdings wesentlich über der Sedimentationsrate von C_{org} , soweit sie an der Station NB-1 bestimmt wurde (s.o.).

Zum Teil können dafür saisonale Effekte verantwortlich sein, da alle Porenwasserprofile auf Expeditionen während des Sommers aufgenommen wurden. Angesichts von saisonalen Schwankungen der Umsatzrate von weniger als 50% an der Station "Z" des Voering-Plateaus (Abb.67) müssen zusätzlich andere Ursachen betrachtet

werden: zum einen ist dabei an fernreichenden Transport von den Schelfen und Kontinentalrändern zu denken (vgl. WALSH 1989), zum anderen tritt zwischen den einzelnen Jahren eine Variabilität in der Sedimentation (mehr als das Zweifache: nach Daten von DEUSER 1986) und (vermutlich) auch in den benthischen Abbauprozessen auf; zum dritten können kleinskalige ("patchyness") und auch großräumige Unterschiede in der Sedimentation (vgl. die wesentlich höheren Raten im Lofoten-Becken) zur Differenz der Ergebnisse von Zufuhr und Umsatz am Boden beitragen.

Für die Sedimente des Nansen-Beckens lassen sich solche Vergleiche derzeit nicht anstellen, da keine Raten für die Sedimentation von C_{org} aus diesem eisbedeckten Gebiet vorliegen. Aus den in Abb.70 dargestellten Porenwasserprofilen und den Modell-Ergebnissen (mit ähnlichen Problemen wie zuvor beim Becken-Bereich der Norwegisch-Grönländischen See angesprochen) nach dem 2-Schichten-Modell (Mittelwert der Oxidationsrate durch O_2 aus Tab.12: $1.3 \mu mol \cdot cm^{-2} \cdot a^{-1}$ C_{org}) ergibt sich, daß die oberflächennahen Sedimente des Nansen-Becken bei vergleichbaren Wassertiefen zu den umsatzärmsten des Weltmeeres gehören. Die Raten für die Sedimente in den Tiefsee-Becken der Norwegisch-Grönländischen See mit relativ geringen Wassertiefen von bis zu 3300 m liegen hingegen in dem Bereich, den SMITH and HINGA (1983) anhand von in situ Sauerstoffzehrungsmessungen für den westlichen Nord-Atlantik angeben.

4.5.2 Opallösung und Silikatfreisetzung

Vergleich von Akkumulation und Lösung

Da - wie bereits vorher beschrieben (Kap.4.3.1) - genaue Sedimentakkumulationsraten für die hier bearbeiteten Kerne nicht verfügbar sind, kann die SiO_2 -Akkumulationsrate nur grob aus den hier vorgelegten Konzentrationsdaten und den auch sonst in dieser Arbeit verwendeten rezenten linearen Akkumulationsraten für die Sedimente des Voering-Plateau von $2.2 cm \cdot ka^{-1}$ bzw. der Norwegisch-Grönländischen See von $2 cm \cdot ka^{-1}$ abgeschätzt werden. Bei einer Hintergrundkonzentrationen von SiO_2 bei 15-20 cm (die hier in Übereinstimmung mit den Porenwasserprofilen als Grenze

zwischen Lösung und "permanenter" Ablagerung angesehen werden soll) von $30 \mu\text{mol}\cdot\text{g}^{-1} \text{ SiO}_2$ auf dem Voering-Plateau und $75\text{-}120 \mu\text{mol}\cdot\text{g}^{-1}$ in den tiefen Arealen der Norwegisch-Grönländischen See (Abb.79) ergeben sich Akkumulationsraten von $0.05 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ für die Station "Z" auf dem Voering-Plateau und Raten im Bereich von $0.10\text{-}0.16 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ für die schelffernen Gebiete mit Wassertiefen über 2000 m.

Unter der Annahme, daß die Summe von Akkumulationsrate und Porenwasserfluß die Rate des Inputs repräsentiert, zeigt der Vergleich mit den Porenwasserflüssen (Tab.17), die eine Untergrenze für die Lösung darstellen, daß sowohl auf dem zentralen Voering-Plateau als auch im Becken-Bereich weniger als 1% der jährlichen Zufuhr akkumulieren. Dies stimmt überein mit Vergleichen von Sinkstoff-fallen- und Akkumulationsflüssen aus zahlreichen atlantischen und pazifischen Tiefseegebieten (TAKAHASHI 1986; NORIKI and TSUNOGAI 1986), wo in der Regel weniger als 3% der Zufuhr im Sediment erhalten bleiben. Insofern können die Angaben bei BANAHAM and GOERING (1986) über bis zu 65% Akkumulation von der jährlichen Produktion am Beringsee-Schelf trotz ähnlich hoher geographischer Breite nicht als repräsentativ für eines der hier untersuchten Gebiete betrachtet werden, obwohl der dort gleichzeitig bestimmte Porenwasserfluß mit $19.8 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ (gemittelt) nur wenig über den Raten in der Norwegisch-Grönländischen See liegt.

Beim Vergleich von Akkumulationsraten für amorphe Kieselsäure mit der Freisetzung von Silikat durch Porenwasserfluß auf globaler Ebene muß beachtet werden, daß es keinen linearen Zusammenhang zwischen beiden Raten gibt, da die Akkumulation den Anteil der sedimentären Zufuhr angibt, der durch kontinuierliche Eingrabung oder Einmischung in ein Porenwassermilieu mit niedriger Lösungsrate gelangt. Dies läßt sich an Hand von 2 Stationen aus der Ross See (Antarktis) bei LEDFORD-HOFFMANN et al. (1986) mit <2% biogenem SiO_2 bzw. 24% SiO_2 belegen: aus den gleichzeitig dargestellten Porenwasserprofilen läßt sich ein Porenwasserfluß berechnen, der an der Station mit dem 10-fachen Gehalt an SiO_2 weniger als das doppelte des Flusses aus dem kieselsäurearmen Sediment beträgt.

Sedimentationsflüsse von biogenem Opal für verschiedene Gebiete der Norwegisch-Grönländischen See, deren Positionen allerdings nicht mit einer der hier bearbeiteten Stationen übereinstimmen, werden von HONJO et al. (1988) und WEFER (1989) berichtet: alle liegen in dem engen Bereich von $1.9-4.4 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1} \text{ SiO}_2$, wobei die höchste Rate im Grönland-Becken gemessen wurde. Die in Tab.17 aufgelisteten Porenwasserflüsse hingegen sind um ein Mehrfaches höher. Um diese bedeutende Diskrepanz aufzuklären, sollen einige allgemeine und regionale Aspekte des Si-Kreislaufs im Meer kurz diskutiert werden. Aus einer globalen Bilanzierung des Austausches von Tiefenwasser mit der ozeanischen Deckschicht erhalten LERMAN and LAL (1977) eine Rate von $48 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ für den biogenen Entzug von Si aus der Deckschicht, von dem $27 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ in der Wassersäule und $21 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ am Boden aufgelöst werden (vgl. ein ähnliches Ergebnis bei BROECKER and PENG 1982). Diese sehr grob abgeschätzte globale biogene Fixierung ist natürlich regional außerordentlich unterschiedlich, wie sowohl die Kartierung der SiO_2 -Produktion in der Deckschicht als auch die Akkumulation im Sediment zeigen (LISITZIN et al. 1967). Obwohl die Norwegisch-Grönländische See im Einflußbereich atlantischer Strömungen bei LISITZIN et al. (1967) als Gebiet überdurchschnittlich hoher SiO_2 -Produktion ausgewiesen ist, kann dies noch nicht als Anhaltspunkt für hohe Rückführungsraten vom Boden gewertet werden, da sowohl die Höhe der verwendeten Primärproduktionsraten für C_{org} als überschätzt (v.BODUNGEN, pers. Mitteilung) anzusehen ist, als auch die Art der Ermittlung der SiO_2 -Produktion aus Si:C-Verhältnissen im Primärprodukt Anlaß zur Kritik bietet.

Weil für die Norwegisch-Grönländische See keine Raten über die SiO_2 -Bildung im Verlauf der jährlichen Primärproduktion existieren, soll die biogene SiO_2 -Fixierung aus dem saisonalen Silikatverlust in der Deckschicht abgeschätzt werden (ähnlich: BURTON and LISS 1973), wobei grundsätzlich ein minimaler Wert erhalten wird, da turbulente Zumischung von Silikat aus tieferen Schichten nicht berücksichtigt wird: an einer Station auf dem Voering-Plateau, an der zu verschiedenen Jahreszeiten Silikatprofile in der Wassersäule aufgenommen wurden (v.BODUNGEN, unveröff.),

ergibt sich eine Rate von $8 \mu\text{mol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$.

Für die Auflösung von Organismen mit Kiesel skeletten kommen nach SCHRADER and SCHUETTE (1981) vor allem die obersten 1000 m der Wassersäule und der Meeresboden in Frage, wobei deren anteilmäßige Bedeutung ungeklärt ist. Beim Vergleich der Flüsse in mehreren übereinander aufgehängten Sinkstofffallen an der jeweiligen Station erhalten HONJO (1980) und TAKAHASHI (1986) unterhalb von 1000 m keine Unterschiede, woraus sich auf unbedeutende Lösungsprozesse in diesem Bereich schließen ließe. In einer sehr umfangreichen Studie, ebenfalls mit Fallen in verschiedenen Wassertiefen, fanden NORIKI and TSUNOGAI (1986) an 7 Tiefseestationen des Atlantik und Pazifik für die Auflösung von biogenem Opal in der Wassersäule eine Rate, die in der Regel geringer war als der entsprechende Prozeß am Meeresboden. Insgesamt wurden bei dieser Arbeit relativ hohe Raten für die SiO_2 -Zufuhr zum Meeresboden ermittelt: die in der jeweils tiefsten Falle (zwischen 3100 m und 4100 m) ermittelten Sedimentationsflüsse lagen zwischen $12 \mu\text{mol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ und $51 \mu\text{mol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ für die 7 Stationen.

Die Frage, inwieweit Sinkstofffallen den tatsächlichen Opalfluß zu messen erlauben, muß nicht nur wegen der andauernden Diskussion über die Abhängigkeit der gefangenen Menge vom Design der Falle (Unterschiede um den Faktor 30-40 zwischen konischen und zylindrischen Fallen: LAWS et al. 1989) aufgeworfen werden. Da die Kieselorganismen nach Verlassen der Deckschicht - als diskrete Individuen, in durch Schleim zusammengehaltenen Aggregaten (SMETACEK 1985) oder in zerkleinerter Form als Teil von Kotpillen (BATHMANN 1986; GERSONDE and WEFER 1987) - schnellen Lösungsprozessen unterworfen sind und die Sinkstofffallen nur mit Konservierungsmitteln gegen bakteriellen Abbau organischer Substanz versehen sind, ist nicht auszuschließen, daß bei Jahresverankerungen erhebliche Verluste von partikulärem Opal an das umgebende Seewasser auftreten.

Der Beleg, daß hohe Opalflüsse durch Sedimentation den Meeresboden der Tiefsee erreichen können, die zudem vermutlich durch die bislang verwendete Meßtechnik noch unterschätzt wurden, ist auch wichtig für die nachfolgende Diskussion über die Höhe der Porenwasserflüsse: denn vor allem bei den Untersuchungen vor 1975 wurden relativ niedrige Flüsse von weniger als $4.1 \mu\text{mol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$

(z.B. HURD 1973; SCHINK et al. 1975) bestimmt. Dies liegt m.E. zu einem wesentlichen Teil an unangemessener Probenahme, da in den genannten Arbeiten jeweils Tiefenintervalle von 5-10 cm für die Berechnung der Porenwassergradienten verwendet wurden, was bei Betrachtung der Profile in Abb.77 und Abb.78 zu offensichtlicher Unterschätzung des tatsächlichen Flusses führen muß. Auch WAKEFIELD (1982) weist an Hand eigener Untersuchungen im tiefen Südpazifik (Porenwasserflüsse: $10.9-43.9 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$) auf die Bedeutung adäquater Probenahme hin und vermutet, daß bei früheren Messungen die tatsächlichen Flüsse unterschätzt wurden.

Auch bei angemessener Probenahme und Porenwassergewinnung (in situ Temperatur) könnten noch 3 Möglichkeiten zur Überschätzung der Porenwasserflüsse (Tab.17) führen: a) Die Einbeziehung einer stagnierenden Grenzschicht (vgl. Kap.4.4), die den effektiven Gradienten erniedrigt (MORSE 1974; vgl. aber: SCHINK and GUINASSO 1977), würde auch bei ungünstigsten Annahmen die hier berechneten Flüsse um weniger als 40% vermindern und keine Übereinstimmung mit den Sedimentationsflüssen erwirken. b) Nicht völlig ausgeschlossen werden kann die Möglichkeit eines saisonalen Effektes: die Expeditionen, von denen die dargestellten Daten der tiefen Gebiete der Norwegisch-Grönländischen See stammen, fanden alle im Sommer zur Zeit beginnender oder maximaler Sedimentation statt; es wäre denkbar, daß das frische Material in den oberflächennahen Porenwasserhorizonten zu erhöhten Konzentrationen führt, die bei Hochrechnung auf das ganze Jahr eine Überschätzung des mittleren Flusses zur Folge hätten. Da die dargestellten Profile in der Regel ein Kontinuum von der Grenzfläche bis mindestens 4 cm aufweisen, sollten evtl. saisonale Effekte gering sein; dies läßt sich aber letztlich erst durch Messungen zur sedimentationsarmen Jahreszeit aufklären; c) Ein Beitrag zur Freisetzung erfolgt durch Lösung von nicht-opalinen Silikatphasen (z.B. Tonmineralen), wie auf Grund von Laborversuchen von MACKENZIE and GARRELS (1965) in Betracht gezogen werden könnte; ein quantitativ bedeutender, diesbezüglicher Effekt wird aber heute ausgeschlossen (SCHINK et al. 1975; CALVERT 1983). Aus den diskutierten Gründen ist also nicht von einer Überschätzung der ermittelten Freisetzungsraten auszugehen, so daß insbesondere bei der Bestimmung von Raten für laterale und vertikale Zufuhr zum Sediment weitere Arbeit erforderlich erscheint.

5 Zur relativen Bedeutung der verschiedenen Oxidationsmittel

Um die relative Bedeutung der einzelnen Elektronenakzeptoren für die Oxidation von organischer Materie im Sediment unter verschiedenen Umwelt- und Ablagerungsbedingungen abschätzen zu können, sind in Tab.18a die Raten für die äquivalenten Mengen oxidierten Kohlenstoffs dargestellt, die in den Arbeitsgebieten (vgl.Kap.3.3 und 4.3) auf die unterschiedlichen Oxidations-Prozesse entfallen. Zusätzlich wurden zum Vergleich mit den Raten aus küstennahen Gebieten (Kieler Bucht in der vorliegenden Arbeit) Ergebnisse von JÖRGENSEN and SÖRENSEN (1985) mit aufgenommen, die - ebenso wie die Raten in dieser Arbeit - auf vollständigen Jahresgängen für die wichtigsten Prozesse beruhen. Bei den pelagischen Tiefseearealen stehen Daten von BENDER and HEGGIE (1984) aus dem tropischen Pazifik und dem Äquatorialen Atlantik zur Verfügung, die sich mit den Ergebnissen des Norwegisch-Grönländischen Becken-Bereiches vergleichen lassen. Trotz ähnlicher Wassertiefen im San-Clemente-Becken vor dem Kalifornischen Schelf wie über dem hemipelagischen Voering-Plateau repräsentieren die im San-Clemente-Becken ermittelten Raten (BENDER et al. 1989) ein deutlich anderes Ablagerungsmilieu, für das fast anoxische Verhältnisse im Bodenwasser ($56 \mu\text{mol/L O}_2$) und hohe C_{org} -Gehalte im Sediment typisch sind. Neben den Oxidations-Äquivalenten sind in Tab.18b auch noch eine Reihe anderer, zum Verständnis der Unterschiede notwendige Raten und Parameter der jeweiligen Standorte mit aufgeführt; ebenso wie bei den Oxidations-Äquivalenten handelt es sich um Mittelwerte, wenn mehrere Stationen eines Areals bearbeitet wurden.

Bei der Interpretation der in Tab.18a aufgelisteten Raten müssen folgende Punkte berücksichtigt werden:

a) Für die Konvertierung der Sauerstoffzehrungsrate in eine Rate für oxidierten Kohlenstoff wurde bei den Flachwassersedimenten mit einem Verhältnis 1:1 gerechnet (vgl. auch JÖRGENSEN and SÖRENSEN 1985); der O_2 -Verbrauch für Nitrifikation ist also nicht mit einbezogen, was der allgemeinen Beobachtung in Flachwassersystemen entspricht, daß Ammonium die bevorzugt freigesetzte Stickstoffkomponente darstellt (vgl. Kap.3.3.2; HOPKINSON 1987). Bei den Tiefseesedimenten wurde - entsprechend den jeweiligen Modellparametern (vgl. Kap.4.3; BENDER and HEGGIE 1984; BENDER et

Tab.18a C_{org}-Oxidations-Äquivalente (in: $\mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$; in Klammern: prozentualer Anteil am Gesamtumsatz) für die Reduktion von Sauerstoff, Nitrat, Mangandioxid und Sulfat an den in dieser Arbeit untersuchten Standorten sowie zum Vergleich Raten vom Norsminde Fjord (Dänemark; JØRGENSEN and SØRENSEN 1985), vom Äquatorialen Atlantik und vom Äquatorialen Pazifik (BENDER and HEGGIE 1984) sowie vom San-Clemente-Becken (vor Kalifornien: BENDER et al.1989).

Gebiet	Tiefe m	O ₂ -Red.	NO ₃ -Red.	MnO ₂ -Red.	SO ₄ -Red.	Gesamt
----- $\mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ -----						
Kieler Bucht (Schlick)	28	354 (77.5)	3.8 (0.8)	-	99.2(21.7)	457
Kieler Bucht (Schlicksand)	17-20	365 (90.3)	10.8 (2.7)	-	28.5 (7.0)	404
Voering-Plateau (Station "H")	950	63.9(94.7)	0.65(1.0)	0.02(0.03)	2.9 (4.3)	67.5
Voering-Plateau (Station "E")	1250	46.9(85.4)	0.92(1.7)	0.2 (0.4)	6.9(12.6)	54.9
Voering-Plateau (Station "Z")	1430	21.5(92.2)	0.21(0.9)	0.01(0.03)	1.6 (6.9)	23.3
Norweg.-Grönland. Beckenbereich	2200- 3300	14.7(95.0)	0.03(0.2)	0.06(0.4)	0.7 (4.5)	15.5
Arktischer Ozean (Nansen-Becken)	3600- 4100	1.3	-	-	-	-
Norsminde Fjord	1	1336 (65.0)	172* (8.0)	-	547 (27.0)	2055
San-Clemente- Becken	1882- 1925	31 (68.3)	7.3(16.1)	1.2 (2.6)	5.9(13.0)	45.4
Äquator. Atlantik	3310- 5029	11.6(93.8)	0.54(4.4)	0.01(0.1)	0.22(1.8)	12.4
Äquator. Pazifik (MANOP "C")	4140	20 (98.1)	0.32(1.6)	0.08(0.4)	-	20.4
Äquator. Pazifik (MANOP "M")	3120	11.8(91.2)	0.9 (7.0)	0.1 (0.8)	0.14(1.1)	12.9

*) entfällt zu 68% auf Nitratammunifikation.

Tab.18b Zusätzlich mit aufgenommen wurden zum Verständnis der Unterschiede notwendige Raten und Sedimentparameter, wie der C_{org} -Gehalt bei 5-20 cm, die C_{org} -Zufuhr durch Sedimentation (Sed.), die C_{org} -Akkumulation (Akk.), die Gesamtakkumulationsrate und die Partikel-Mischungsrate (D_B) und die C_{org} -Oxidationsrate durch Sauerstoff ($CoxO_2$; vgl.Tab.18a). Die Akkumulationsparameter in der Kieler Bucht entstammen Messungen bei Boknis Eck (B.E.).

Gebiet	Tiefe m	C_{org} $\mu mol \cdot g^{-1}$	C_{org} Sed. $\mu mol \cdot cm^{-2} \cdot a^{-1}$	C_{org} Akk. $\mu mol \cdot cm^{-2} \cdot a^{-1}$	Gesamt- Akkumul. $mg \cdot cm^{-2} \cdot a^{-1}$	D_B $*10^{-9}$ $cm^2 \cdot s^{-1}$	$CoxO_2$ $\mu mol \cdot cm^{-2} \cdot a^{-1}$
Kieler Bucht (B.E.:Schlick)	28	3700	1167 ^{a)}	429	140	11	354
Kieler Bucht (B.E.:Schlicksand)	17-20	375	473 ^{a)}	59	130	76	365
Voering-Plateau (Station "H")	950	570	-	1.14	2.0	20	64
Voering-Plateau (Station "E")	1250	640	51 ^{b)}	2.0- 6.0	3.1- 9.4	63 ^{e)}	47
Voering-Plateau (Station "Z")	1430	470	23 ^{b)}	0.73	1.5	20	21.5
Norweg.-Grönländ. Beckenbereich	2200- 3300	550	3.3- 11.4 ^{f)}	0.63	1.14	2.3	14.7
Arktischer Ozean (Nansen-Becken)	3600- 4100	300	-	0.15	0.5	-	1.3
Norsminde Fjord	1	900- 2750	-	-	-	-	1336
San-Clemente- Becken	1882- 1925	1670	70	25	15	-	31
Äquator. Atlantik	3310- 5029	170- 420	-	1	-	-	11.6
Äquator. Pazifik (MANOP "C")	4140	200 ^{c)}	9.0 ^{d)}	0.1	0.5 ^{c)}	4.8 ^{c)}	20 ^{c)}
Äquator. Pazifik (MANOP "M")	3120	1000 ^{c)}	7.6 ^{d)}	0.5	0.5 ^{c)}	4.8- 5.3 ^{c)}	11.8

a) wegen lateraler Zufuhr als Summe von Abbau und Akkumulation

b) nach BATHMANN et al.(1989) ohne Tiefenkorrektur

c) nach EMERSON et al. (1985)

d) nach WALSH et al. (1988b)

e) Kern P142:1107

f) nach WEFER (1989)

al. 1989) - ein Oxidations-Äquivalent für reduzierte N-Komponenten, wie in der Einleitung erläutert, berücksichtigt.

b) Die prozentualen Angaben beziehen sich auf die Summe der dargestellten C-Oxidations-Äquivalente durch die einzelnen Oxidationsmittel; da die Datenbasis unzureichend ist, kann z.B. der Teil der O_2 -Konsumption, der für die Oxidation von nach oben diffundierendem Ammonium, Mn^{2+} , reduziertem Schwefel, etc. verwendet wird und nicht zur Oxidation von C_{org} beiträgt, nicht adäquat in Abzug gebracht werden. Außer in den küstennahen Sedimenten, wo der Anteil erheblich sein kann (vgl.Kap.3.3.2.2), ist diese Unsicherheit jedoch unbedeutend.

c) Bei dem Oxidations-Äquivalent für Mangan muß an dieser Stelle ungeklärt bleiben, inwieweit es sich um eine mikrobiell vermittelte, direkte C_{org} -Oxidation oder um durch Änderungen der Eh/pH-Bedingungen induzierte Vorgänge handelt (vgl.Kap.4.3.2.2); daher ist das Oxidations-Äquivalent für Mangan als maximal mögliche Rate zu betrachten.

Grundsätzlich in allen Sedimenten erfolgen die quantitativ wichtigsten C_{org} -Umsätze durch O_2 -Reduktion; daneben läßt sich aus Tab.18a ablesen, daß die relative Bedeutung des Sauerstoffs als Oxidationsmittel mit zunehmendem C_{org} -Gesamtumsatz abnimmt. Bei abnehmender Wassertiefe steigen in ähnlicher Reihenfolge wie die C_{org} -Gesamtumsätze auch die Raten für die C_{org} -Zufuhr zum Boden und die Gesamtakkumulation, wobei die zuerst genannte Rate wohl ausschlaggebend ist. Wie sich aus dem Vergleich der Stationen in der Kieler Bucht ersehen läßt, sind biogene Transportprozesse und die Aktivität der Makrofauna - in Tab.18b repräsentiert durch die Partikelmischungsrate - verantwortlich für einen hohen Anteil von Sauerstoffreduktion am Gesamtumsatz von C_{org} ; dies liegt daran, daß die gleichsinnig zunehmende Austauschrate für gelöste Substanzen der Transportlimitierung für die O_2 -Konsumption entgegenwirkt und die obligat anaerobe Sulfatreduktion zurückdrängt. Als eine in die umgekehrte Richtung wirkende Beteiligung von Transportprozessen an der relativen Größe der O_2 -Reduktion läßt sich die vergleichsweise hohe Sulfat-Reduktionsrate im Beckenbereich der Norwegisch-Grönländischen See bewerten; wie in Kap.4.3.2.1.7 ausgeführt, erfolgt der Übergang zu anoxischen Verhältnissen in diesen Sedimenten an klimabedingten Facieswechseln (non-steady-state), die in größeren Tiefen liegen

und zu denen der Sauerstoff bzw. das Nitrat nur über lange, durch molekulare Diffusion bestimmte Strecken herangeführt werden kann, so daß der Transport von O_2 limitierend wirkt und relativ hohe Sulfat-Reduktionsraten ermöglicht werden.

Trotz der geringeren Energieausbeute (vgl. die Reihenfolge der Oxidationsmittel in Tab.1 und Angaben über Reaktionsenthalpien bei: FROELICH et al. 1979; REEBURGH 1983) ist das nachfolgend bedeutendste Oxidationsmittel das Sulfat, wofür vor allem in Tiefseesedimenten die nahezu unbegrenzte Verfügbarkeit verantwortlich gemacht werden kann. Eine Dominanz auf Grund dieser hohen Konzentration setzt allerdings voraus, daß das Potential der zwischen Sauerstoff und Sulfat stehenden Oxidationsmittel für Co_{rg} -Umsatz bereits vorher ausgeschöpft ist.

Für das Nitrat in den hier untersuchten Tiefseesedimenten ist dies zweifellos der Fall, wie die Porenwasserprofile in Kap.4.3.2.1 zeigen. Daß das Nitrat gegenüber dem Sauerstoff nicht "erfolgreicher" sein kann, liegt daran, daß die Konzentration von Sauerstoff im Bodenwasser i.a. wesentlich höher als die des Nitrats ist und daher O_2 in größeren Mengen zum Reaktionsort transportiert wird; zum zweiten setzt die Denitrifikation bestimmte Milieu-Bedingungen voraus (niedrige O_2 -Konzentration), so daß der Ort, an dem das Nitrat verbraucht wird, immer deutlich vom Bodenwasser als Quelle getrennt ist. Im Sediment wird es - zum dritten - nur in einem niedrigen Verhältnis zur Sauerstoff-konsumption gebildet, wobei eine hohe Nitrifikationsrate nahe der Oberfläche auch noch dazu führen kann, daß der größte Teil des Nitrats aus dem Sediment ins Bodenwasser diffundiert und nicht zum Co_{rg} -Umsatz beiträgt (JAHNKE et al. 1982a). Aus quantitativen Betrachtungen mit Hilfe von Porenwassermodellen schließen BENDER and HEGGIE (1984), daß die Oxidationsrate für den organischen Kohlenstoff durch Nitrat nie mehr als 10% der entsprechenden Sauerstoffrate betragen könne, was bei den in dieser Arbeit untersuchten Sedimenten noch weiter unterschritten wird (Tab.18a).

Auch Mangan und Eisen können - in Form ihrer höheren Oxide - niemals einen bestimmenden Einfluß auf die Co_{rg} -Oxidation in Tiefseesedimenten gewinnen, da sie dem Meeresboden mit deutlich

geringerer Rate zugeführt werden als den C_{org} -Umsätzen durch O_2 entspricht (BENDER and HEGGIE 1984). Einen höheren Stellenwert bei der C_{org} -Oxidation kann das Mangan nur dadurch erlangen, daß das nach oben diffundierende Mn^{2+} - durch Sauerstoff oxidiert - sich erneut am C_{org} -Umsatz beteiligt. Dies ist allerdings keine eigene Oxidations-"Leistung" des Mangans, sondern läßt sich eher als quasi-katalytische Vermittlung einer Reaktion zwischen O_2 und C_{org} bewerten.

6 Zur Saisonalität benthischer Prozesse

In der Einleitung wurde die Saisonalität der in der Deckschicht des Meeres ablaufenden Prozesse als eine der Besonderheiten für boreale und polare Meeresgebiete genannt. Soweit es die Zufuhr von organischer Substanz zum Meeresboden betrifft, ist diese Saisonalität sowohl in flachen Meeresgebieten (Kieler Bucht: z.B. SMETACEK et al. 1984) als auch für die Tiefsee gut dokumentiert (im Europäischen Nordmeer: HONJO et al. 1987, 1988; WEFER 1989; BATHMANN et al. 1989).

Bei den benthischen Umsatzprozessen ist die Saisonalität für Flachwassersysteme ebenfalls gut belegt, wobei sich die Variation vor allem aus der Temperaturabhängigkeit der Prozesse, aus den Änderungen der Zufuhr zum Boden in Menge und Zusammensetzung und aus den variablen Transportmechanismen ergibt (NIXON et al. 1980; MARTENS and KLUMP 1980; ELDERFIELD et al. 1981; ALLER and BENNINGER 1981; FISHER et al. 1982; BALZER 1978, 1984; HOPKINSON 1987; u.v.a.). Bei der zusammenfassenden Betrachtung (vgl. Kap. 3) der Verhältnisse in der Kieler Bucht ergab sich, daß für die Höhe der benthischen Umsätze und Austauschraten nicht in erster Linie die Temperatur entscheidend ist, die bei 20 m Wassertiefe nur zwischen ca. 1°-3°C im Winter und ca. 12°-14°C zu Anfang des Herbstes variiert (v. BODUNGEN 1986). Vielmehr wurde in den ersten Arbeiten über benthische Umsätze in der Kieler Bucht vor allem die Abhängigkeit von der saisonalen Zufuhr organischer Materie betont (BOJE 1974; BALZER 1978, 1984; POLLEHNE 1980, 1986; GRAF et al. 1982, 1983), wobei dementsprechend maximale Raten in Frühjahr und Herbst berichtet wurden.

In den letzten Jahren scheint ein solcher, einfacher Zusammenhang zwischen Pelagial und Benthos aber nicht mehr ohne weiteres gegeben zu sein, wie es die in Kap. 3 berichteten - sich auf Daten nach 1983 stützenden - saisonalen Variationen für die Sauerstoffzehrungsrate, für die Sulfatreduktionsrate und für die Freisetzungsraten von Phosphat und Ammonium zeigen. Vielmehr haben die seit 1981 häufig beobachteten, großflächigen anoxischen Ereignisse, soweit sie mit einem Massensterben benthischer Fauna verbunden waren (WEIGELT 1987), zu einem zeitweiligen, "untypischen" Angebot von organischer Substanz am Boden geführt,

das das Remineralisationsgeschehen von der Zufuhr "frischen" pelagischen Materials durch Sedimentation abgekoppelt hat. Insofern überlagern sich bei der relativen, jahreszeitlichen Höhe der benthischen Umsatzraten Effekte, die auf Eintrag durch Sedimentation, auf Temperaturänderungen und auf die natürliche Variation zwischen den Jahren zurückgehen, mit solchen, die mit der Entstehung eines plötzlichen Überangebots an oxidierbaren Komponenten zusammenhängen und dessen Übertragung in die nachfolgende Jahreszeit oder sogar das Folgejahr beinhalten.

Am deutlichsten zeigt sich die ursprüngliche Steuerung benthischer Prozesse durch Zufuhr aus dem Pelagial an den in Kap.3.2.2 ermittelten sowie von DICKE (1986) berichteten Austauschraten für gelöste Substanzen. An dieser Stelle kann nicht geklärt werden, inwieweit dies von den spezifischen Zeitpunkten abhängt, zu denen die betreffenden Daten erhoben wurden, und inwieweit dies auf den inneren Rhythmus der biologischen Individuen zurückzuführen ist, die evtl. an eine bestimmte jahreszeitliche Verteilung der Zufuhr adaptiert sind.

Für die Tiefsee existiert bislang erst eine Arbeit, in der über die Saisonalität von benthischen Umsatzprozessen berichtet wird: für die Sauerstoffzehrung der benthischen Gemeinschaft fanden SMITH and BALDWIN (1984) im oligotrophen, zentralen Nord-Pazifik einen vierfachen Unterschied zwischen jahreszeitlichem Maximum und Minimum, während sich für diesen Unterschied in den Tiefseesedimenten vor dem Kalifornischen Schelf ein Faktor von zwei ergab. Auf der anderen Seite berechneten MARTIN and BENDER (1988) in einer Modell-Studie, daß auch bei maximaler, bislang beobachteter Variabilität in der Zufuhr zum Meeresboden (HONJO 1984; DEUSER 1986) die saisonale Reaktion bei der benthischen Sauerstoffzehrung unterhalb eines Faktors von zwei liegen sollte und in der Porenwasserverteilung ein solcher Effekt kaum nachzuweisen sein werde; allerdings schränken die Autoren ihre generelle Aussage insofern ein, als sie in höheren Breiten Umweltfaktoren sehen, die einige der Modell-Voraussetzungen in Frage stellen. Daher sollen nachfolgend die Faktoren betrachtet werden, die eine Saisonalität der benthischen C_{org} -Oxidation durch Sauerstoff, wie sie in Kap.4.3.2.1.6 für das Voering-Plateau belegt wurde, ermöglichen.

Voraussetzungen für ein saisonales Signal in den benthischen Umsatzprozessen sind zum einen die Existenz einer jahreszeitlich deutlich variierenden Sedimentation zum Meeresboden und zum anderen eine hohe Reaktivität des zugeführten organischen Materials. Da die erste Bedingung für das Voering-Plateau und die Norwegisch-Grönländische See erfüllt ist (s.o.), muß geprüft werden, ob das organische Material zu einem wesentlichen Prozentsatz eine mittlere Lebenszeit von deutlich unter einem Jahr haben kann. Aus den in Tab.11a aufgelisteten Geschwindigkeitskonstanten 1.Ordnung ergeben sich mittlere Lebenszeiten für C_{org} zwischen 20 Jahren an der Zentralstation "H", ca. 70 Jahren an der Zentralstation "Z" und noch höhere Alter für die Sedimente des Becken-Bereiches. Diese Lebenszeiten (die ein saisonales Signal nicht erlauben würden) repräsentieren allerdings Mittelwerte für das gesamte modellierte Tiefenintervall von der Oberfläche bis ca. 25cm, die dadurch von den schwerer abbaubaren Bestandteilen der organischen Substanz dominiert werden. Die von MARTIN and BENDER (1988) für C_{org} in der Oberflächenschicht genannten und später im Modell für das refraktäre organische Material verwendeten mittleren Lebenszeiten von 50-150 Jahren liegen also in einem ähnlichen Bereich, wie er hier ermittelt wurde.

Aus Messungen des mittleren ^{14}C -Alters von C_{org} in oberflächennahen Schichten von Tiefseesedimenten und aus einer Massenbilanz für eine reaktive und eine unreaktive Fraktion von C_{org} schließen EMERSON et al. (1987) auf eine noch höhere mittlere Lebensdauer für die reaktiven Komponenten (30-40% des Gesamt- C_{org}), während die andere Fraktion auf einer Zeitskala abgebaut wird, die wesentlich länger als die Residenzzeit der bioturbierten Deckschicht ist ($> 10^4$ a). Einen Schritt weiter bei der ursprünglich von BERNER (1980) vorgeschlagenen Aufteilung des C_{org} in mehrere Fraktionen mit jeweils unterschiedlicher Abbaukinetik geht REIMERS (1989): aus ähnlichen Massenbilanzen, wie von EMERSON et al. (1987) vorgelegt, schließt sie, daß die pelagische Zufuhr der hochreaktiven Fraktion mehr als 100 mal größer sein kann als die der mehr refraktären Fraktionen. Dieses Verhältnis von reaktivem zu refraktärem Material in der Zufuhr zum Meeresboden ist von zentraler Bedeutung für die Größe des saisonalen Signals bei den benthischen Umsatzprozessen, wie MARTIN and BENDER (1988) an Hand des von ihnen gewählten Verhältnisses von 1:1 nachweisen.

Da es offensichtlich schwer ist, allein aus der sedimentären Verteilung von C_{org} auf Anteil und mittlere Lebenszeit der reaktiven Komponenten zu schließen, die ein saisonales Signal hervorrufen könnten, soll auf anderem Wege geprüft werden, ob hochreaktives Material in größerem Umfang dem Meeresboden zugeführt werden kann. Als untere Grenze für die mittlere Lebenszeit des sedimentierenden Materials können 0.03-0.33 Jahre angesehen werden, die sich aus den von WESTRICH and BERNER (1984) in Laborversuchen (20°C, 0.1 MPa) für die oxische Remineralisation frischen planktischen Materials ermittelten Zerfallskonstanten ergeben. Aus Untersuchungen der letzten Jahre gibt es verschiedene Hinweise, daß tatsächlich dergleichen "frisches" Material den Tiefseeboden erreicht, ohne vorher wesentlich modifiziert worden zu sein: so wurde im Nord-Atlantik mit verankerten Kameras herausgefunden, daß intakte Phytoplanktonaggregate als direkte Folge einer Planktonblüte den Meeresboden erreichen (BILLET et al. 1983; LAMPITT 1985). Weitere Anzeichen dafür, daß eine reaktive Fraktion von C_{org} am Meeresboden sehr schnell umgesetzt werden kann (SUESS 1988), ergeben sich aus Beobachtungen von LOCHTE and TURLEY (1988) bzw. GOODAY (1988), die belegen, daß der am Boden ankommende Phytodetritus sehr schnell bakteriell besiedelt wird bzw. eine schnelle Reaktion von Foraminiferen hervorruft.

Ein weiterer Schlüsselparameter für die Ermöglichung eines saisonalen Signals bei benthischen Prozessen im Sediment ist die Partikelmischungsrate, da nur bei schneller Einmischung des reaktiven Materials eine saisonale Reaktion von im Porenwasser gelösten Reaktionspartnern möglich ist. MARTIN and BENDER (1988) berechnen in ihrer Modell-Studie, daß auch hohe Mischungsraten, wie sie in dieser Arbeit als Mittelwert für das Voering-Plateau ermittelt wurden, nur relativ kleine Auswirkungen auf die Porenwasserverteilung von z.B. Sauerstoff haben sollten. Eine andere Situation entsteht, wenn nicht - wie bei den genannten Autoren geschehen - mit einer konstanten Mischungsrate gearbeitet würde: wie in Kap.4.2.1.1 aufgezeigt wurde, kann auch die benthische Mischungsrate eine saisonale Komponente haben, die um so wichtiger ist, da sie zeitlich mit der Ankunft des reaktiven organischen Materials zusammenfällt. Dies ergibt sich aus dem Umstand, daß die benthische Makrofauna auf die erste Zufuhr

7 Die Intensität der Abbauprozesse und die Erhaltungsfähigkeit von organischem Kohlenstoff

Die C_{org} -Konzentration unterhalb des Bereiches der Sediment/Wasser-Grenzfläche, wo die Intensität der Abbauprozesse bereits entscheidend reduziert ist und eine mehr oder weniger konstante C_{org} -„Grenzkonzentration“ vergraben wird, ist - unter "steady state" Bedingungen - das Ergebnis eines standorttypischen Zusammenwirkens von Zufuhr- und Abbauprozessen, deren Ausmaß auch von der Gesamtakkumulationsrate beeinflusst wird. Wie in Kap.4.3.2.1 erwähnt, treten z.B. in den Sedimenten der Norwegisch-Grönländischen See in bestimmten Horizonten C_{org} -Anreicherungen auf (HENRICH et al.1989), die sich zu historischen Änderungen der Umwelt- und Klimabedingungen in Beziehung setzen lassen.

Wenn aus der Verteilung von C_{org} in der Sedimentsäule auf die Klimabedingungen oder die Fertilität in der ozeanischen Deckschicht zur jeweiligen Ablagerungszeit geschlossen werden soll, müssen die Prozesse und ihre Einflußgrößen von der Bildung eines Signals, z.B. für die Produktivität der Deckschicht, bis zur Erhaltung einer bestimmten C_{org} -Konzentration im Sediment verstanden werden. Erstmalig wurde dieser Gedankengang von MÜLLER and SUESS (1979) entwickelt: diese Autoren stellten einen direkten Zusammenhang zwischen der Primärproduktion und sedimentärer C_{org} -Konzentration mit Hilfe von empirischen Beziehungen für Abbau in der Wassersäule und am Meeresboden her und leiteten erfolgreich eine erhöhte Produktivität in den Glazialzeiten aus C_{org} -Verteilungen in datierten Sedimenten vor Nordwestafrika ab. Dabei besitzt die Gesamtakkumulationsrate für den Abbau im Sediment und die C_{org} -Erhaltung eine zentrale Bedeutung, da sie die Geschwindigkeit regelt, mit der das organische Material der reaktiven Zone nahe der Grenzfläche entzogen wird. Eine erweiterte, neue empirische Beziehung auf der Basis jüngerer Kenntnisse über regenerierte und neue bzw. Export-Produktion (EPPLEY and PETERSON 1979), deren Abbau in der Wassersäule sowie zahlreicher neuer Datensätze wurde von SARNTHEIN et al. (1987, 1988) vorgelegt. Eine analoge Begründung - wie die dabei zugrunde gelegte Abhängigkeit der Erhaltungsfähigkeit von C_{org} von der Akkumulationsgeschwindigkeit - wird auch für die Proportionalität

zwischen der Geschwindigkeitskonstante für die Sulfatreduktion und dem Quadrat der Akkumulationsgeschwindigkeit bei TOTH and LERMAN (1977) sowie BERNER (1980) gegeben: je höher die Geschwindigkeit der Vergrabung ist, desto mehr der relativ labilen Komponenten gelangt in die Zone von Fermentation und Sulfatreduktion.

Diese Vorstellung wird von EMERSON (1985) für Tiefseesedimente in Frage gestellt, da die Residenzzeit von C_{org} bezüglich des Abbaus in der schmalen oxischen Schicht wesentlich kürzer sei als bezüglich des Transportes durch diese Schicht bei den niedrigen Akkumulationsraten der Tiefsee. Stattdessen schlagen EMERSON (1985) und EMERSON et al. (1985) als regulierende Faktoren für eine hohe Erhaltung von C_{org} eine hohe Partikelmischungsrate (D_b), einen niedrigen Sauerstoffgehalt des Bodenwassers und eine hohe Rate für die Zufuhr von C_{org} durch Sedimentation vor.

Nachfolgend soll geprüft werden, ob die in der vorliegenden Arbeit ermittelten Ergebnisse einen Beitrag zur Erhellung der genannten Fragestellung leisten können. Dies kann sich nicht auf den Vergleich von errechneten und gemessenen gegenwärtigen Primärproduktionsraten beziehen, da letztere für das Arbeitsgebiet nicht vorliegen. Vielmehr sollen die einzelnen Faktoren untersucht werden, die das Verhältnis von Abbau zu Akkumulation bestimmen; die dafür relevanten Daten sind in den Tabellen 18a und 18b zusammengestellt.

Der erste Faktor, der zu prüfen ist und der häufig ausgespart wird, da man sich auf pelagische Verhältnisse bezieht, ist die Qualität bzw. Herkunft des organischen Materials, das den Boden erreicht. Dabei geht es nicht nur um die unterschiedliche Abbaubarkeit von mariner und terrestrischer organischer Materie, sondern auch um Quellen wie Makroalgen und Seegräser in küsten- und schelfnahen Gebieten sowie die Qualität von umgelagertem Kohlenstoff, der z.B. durch Eistransport in die Sedimentsäule auch schelfferner Areale der Norwegisch-Grönländischen See gelangte. Bei nahezu identischen C_{org} -Umsatzraten durch Sauerstoff ist für die außerordentlich unterschiedlichen Kohlenstoffgehalte in den Sedimenten der Kieler Bucht bei 17-20 m bzw. bei 28 m (Tab.18b) neben anderen Faktoren (s.u.) auch ein bedeuten-

der Anteil von schwerer abbaubarem Makroalgen- und Seegras-Detritus aus den flachen Gebieten verantwortlich, der in den Sedimenten der tieferen Station bis zu 3/4 des C_{org} ausmachen soll (LIEBEZEIT 1986; vgl. Kap. 3.3.1.1). Allerdings kann dieser Anteil bei gleicher pelagischer Zufuhr an beiden Stationen und unter der Annahme, daß der Abbau durch Sauerstoff sich nur auf diese pelagischen Komponenten bezieht, nicht allein die 10 mal höheren C_{org} -Konzentrationen der Schlicksedimente erklären. Auch für die hohen Anteile der Akkumulationsflüsse an der Gesamtzufuhr zum Sediment vor dem kalifornischen Schelf (Tab. 18b: BENDER et al. 1989) oder vor Peru (REIMERS and SUESS 1983) könnte neben anderen Faktoren eine teilweise nicht-pelagische Quelle von C_{org} mit niedrigerer Reaktivität ursächlich sein. Bei der Deutung der für Abbau und Akkumulation an den MANOP-Stationen im Pazifik verantwortlichen Faktoren bleiben EMERSON et al. (1985) den Beleg schuldig, warum bei sonst gleichen Bedingungen von C_{org} -Zufuhr, Akkumulation und Partikel-Mischungsrate an den Stationen "M" und "C" die sedimentären Kohlenstoffgehalte um den Faktor 5 auseinanderliegen. Da die Differenz im Sauerstoffgehalt des Bodenwassers den Unterschied nicht erklärt, wird für den Abbau an der C_{org} -armen Station eine erhöhte Geschwindigkeitskonstante postuliert, aber nicht erläutert, worin diese ihre Ursache haben könnte. Da die Station mit dem höheren C_{org} -Gehalt und der niedrigeren Geschwindigkeitskonstante wesentlich schelfnäher liegt als die MANOP-Station "C", könnte ein Zusammenhang mit lateralem Transport schwerer abbaubarer Komponenten vermutet werden.

Eine zweite Einflußgröße ist der Sauerstoffgehalt des Bodenwassers, oder besser das Verhältnis der Flüsse von reduzierten Verbindungen (C_{org}) und Sauerstoff zum Reaktionsort im Sediment: bei gegebenen Transportkoeffizienten kann die Menge des durch O_2 umgesetzten Kohlenstoffs um so größer sein, je höher der Sauerstoffgehalt des Bodenwassers ist. Ein deutlicher Beleg dafür ergibt sich aus dem Vergleich der - hinsichtlich der C_{org} -Gehalte im Sediment ähnlichen - Schlicksandstation in der Kieler Bucht mit den Sedimenten der Norwegisch-Grönländischen See; die viel höhere Umsatzrate durch Sauerstoff (bei wesentlich höherer Zufuhr) in dem Flachwassersediment läßt sich nur durch biogene Einwirkung erklären, deren eine Seite der erhöhte, bioturbate

Transport von Sauerstoff und anderen gelösten Substanzen durch die Grenzfläche ist (vgl. Kap. 3.2.2.2). Die andere Seite der Beeinflussung durch die benthische Organismengemeinschaft ist darin zu sehen, daß höhere Organismen die mikrobielle Aktivität steigern, indem sie sich teilweise von Bakterien ernähren (BLACKBURN and FENCHEL 1979; KRISTENSEN and BLACKBURN 1987). In Tiefseesedimenten, bei denen der Sauerstofftransport durch molekulare Diffusion bestimmt wird, scheint die O_2 -Konzentration jedoch nicht eine entscheidende Bedeutung zu besitzen, da sonst die Sedimente der Norwegisch-Grönländischen und der Pazifischen Tiefsee mit weniger als halb so hohen O_2 -Konzentrationen sich sehr viel deutlicher in der Erhaltung von Kohlenstoff unterscheiden sollten (Tab. 18b).

Eine funktionale Abhängigkeit der C_{org} -Erhaltung von der Gesamtakkumulationsrate, wie von MÜLLER and SUESS (1979), MÜLLER et al. (1983), SARNTHEIN et al. (1987, 1988) hervorgehoben, kann an den hier erhobenen Daten aus der Norwegischen See schwer geprüft werden, da das gesamte Gebiet sich gerade in dieser Variablen nur wenig unterscheidet. Ein Hinweis auf die Gültigkeit einer solchen Relation ergibt sich aus dem niedrigen Verhältnis von Umsatz zu Akkumulation an der schnell akkumulierenden Zentralstation "E" auf dem Voering-Plateau im Vergleich zu der benachbarten Station "Z" und zu dem Becken-Bereich der Norwegisch-Grönländischen See.

Nicht bestätigt werden kann hingegen das Postulat (EMERSON et al. 1985), daß eine höhere Partikelmischungsrate einen größeren Anteil an der Gesamtzufuhr von C_{org} im Sediment "konserviert": bei ähnlichen Bedingungen für die Gesamtakkumulation wird im Beckenbereich der Norwegisch-Grönländischen See ein größerer Anteil der (etwas niedrigeren) C_{org} -Zufuhr erhalten als an der Zentralstation "Z" auf dem Voering-Plateau, obwohl bei "Z" die Partikelmischungsraten um fast eine Größenordnung höher liegen. Das genannte Modell-Ergebnis bei EMERSON et al. (1985) ist eher als Folge unzureichender Modellvoraussetzungen anzusehen, die bei wachsender Partikelmischungsrate nur den schnelleren Transport von C_{org} durch die O_2 -haltige Schicht hindurch betrachten, nicht aber den oben angeführten Zusammenhang zwischen erhöhter Makrofauna-Aktivität und der Stimulierung mikrobieller Umsätze (höhere Geschwindigkeitskonstanten für C_{org} -Abbau).

Bei den genannten Modellvorstellungen über die Erhaltungsfähigkeit von C_{org} werden die Faktoren analysiert, die der reaktiven, durch O_2 -Abbau dominierten Oberflächenschicht C_{org} entziehen und in weniger "aggressives" anoxisches Milieu transportieren. In jüngster Zeit mehren sich die Anzeichen, daß - entgegen üblicher Vorstellung über die geringere Reaktivität in anoxischem Milieu - bei gleicher Zufuhr durch Sedimentation die Abbauraten unter oxischen und anoxischen Bedingungen nicht wesentlich verschieden sind (REIMERS and SUESS 1983; HENRICHS and REEBURGH 1987; CANFIELD 1989). Eine Synthese für diesen Gegensatz wird von REIMERS (1989) versucht: wenn sich als richtig erweist, daß das sedimentierende Material hauptsächlich aus labilen Komponenten besteht, die unabhängig von den Redoxbedingungen auf Zeitskalen eines oder weniger Jahre abgebaut werden, dann würden im Sediment vorrangig die Fraktionen von C_{org} akkumulieren, die zu weiterem Abbau O_2 benötigen bzw. unter anoxischen Verhältnissen nur extrem langsam zersetzt werden; demzufolge würden nur die leicht abbaubaren Komponenten in beiden Milieus ähnlich schnell remineralisiert, während die refraktären Komponenten unter anoxischen Bedingungen eine bessere Erhaltungsfähigkeit zeigen. Diese Sicht erleichtert das Verständnis für Variationen in der C_{org} -Akkumulation bei insgesamt niedrigem Anteil dieser letztgenannten Komponenten an der Gesamt-Zufuhr; schwer erklärbar bliebe jedoch der ca. 30%ige Anteil von Akkumulation an der Gesamtzufuhr in einigen hemipelagischen Gebieten (mit niedrigem O_2 -Gehalt im Bodenwasser; z.B. vor Kalifornien: Tab.18b), wenn nicht zusätzlich auch außer-pelagische Quellen für refraktäres Material ins Auge gefaßt würden.

Die offensichtlich weiterhin bestehenden Unsicherheiten über die regulierenden Faktoren für das Verhältnis von Abbau und Akkumulation im Sediment deuten auf einige vordringliche Aufgaben zukünftiger Forschung hin, die sich in die Untersuchung der inhärenten Eigenschaften der organischen Materie und die der Umweltfaktoren und Oxidationsmittel trennen lassen. Bei der Ermittlung der chemischen Identität der organischen Komponenten geht es zum einen um eine bessere Trennung von marin-pelagischem und terrigenem bzw. küstennah produziertem Makroalgen-/Seegras-Detritus, wobei mit Hilfe der heute gängigen isotopischen Methoden und der "Biomarker"-Forschung bald Fortschritte zu

erwarten sind. Der zweite Aspekt bezieht sich auf die chemische Charakterisierung der einzelnen Fraktionen der organischen Materie mit sehr unterschiedlicher Reaktivität sowohl im primär dem Meeresboden zugeführten Material, als auch bei den akkumulierenden, teilweise neu synthetisierten Verbindungsklassen. Bei den äußeren Faktoren für den Zerfall von C_{org} , nämlich Qualität und Transport der Oxidationsmittel, Akkumulations- und Mischungsrate sowie Zusammensetzung der Organismengemeinschaft, wird es in der nächsten Zeit darauf ankommen, das Wechselspiel von biotischen und abiotischen Faktoren aufzuklären, d.h. zu untersuchen, inwieweit spezielle Gemeinschaften von niederen und höheren Organismen nicht nur das Mischungsmilieu im Sediment und die Sauerstoffversorgung beeinflussen, sondern auch erhöhte Geschwindigkeitskonstanten für den Abbau erzeugen können. Im Zusammenhang mit der Untersuchung labiler und mehr resistenter Fraktionen der organischen Substanz wird es nötig sein, auf molekularer bzw. der Ebene von Verbindungsklassen mit Hilfe von organischer Analytik und mikrobiologischen Methoden zu klären, worin evtl. Grenzen für den Umsatz unter anoxischen Verhältnissen bestehen.

8 ZUSAMMENFASSUNG

In der vorliegenden Arbeit wurden Transportprozesse und chemische Reaktionen nahe der Sediment/Wasser-Grenzfläche untersucht, die sich vor allem auf das Schicksal der biogenen Komponenten der Sedimentation bzw. die durch sie ausgelösten Prozesse beziehen.

Beispielhaft für ein boreales Flachwassersystem wurden zunächst die Verhältnisse in der Kieler Bucht bearbeitet. Die Untersuchung der raum-/zeitlichen Variabilität in den benthischen Umsatz- und Transportprozessen wurde entlang von bekannten Mustern der Saisonalität der pelagischen Sedimentation und der Verteilung der Sedimenttypen strukturiert. Die Variabilität zwischen den Jahren bei diesen Vorgängen erwies sich neben der Saisonalität als weitere zeitliche Dimension, die sich nicht nur in quantitativen Schwankungen, wie sie für die Raten der Sedimentation und andere ökologische Parameter üblich sind, sondern auch in qualitativer Hinsicht ausdrückt: nämlich insofern, als die in den letzten Jahren aufgetretenen, großflächigen Sauerstoffmangelereignisse durch Schaffung eines zusätzlichen Pools abbaubarer, organischer Substanz (Massensterben benthischer Makrofauna) den sonst beobachteten saisonalen Rhythmus in der Intensität der Prozesse veränderten.

Die Transportprozesse wurden getrennt für partikuläres Material und Lösungstransport behandelt, wobei sich erwies, daß Bioturbation in beiden Fällen die zentrale Rolle spielt. Der Zusammenhang zwischen diesen Transportvorgängen und den weiter unten dargestellten Umsatzprozessen besteht darin, daß die Einmischung von Partikeln in oberflächennahe Sedimentschichten die labilen partikulären Stoffe am Reaktionsort im Sediment bereitstellt, während die Intensität der Transportprozesse für gelöste Komponenten die Versorgung mit Oxidationsmitteln (im Falle des Abbaus organischer Substanz), die Rückführung der Reaktionsprodukte in die Wassersäule und das diagenetische Milieu im Sediment reguliert.

An den Sedimenttypen "schlickiger Sand" und "Schlick", die innerhalb der Feinmaterial akkumulierenden Areale der Kieler Bucht hinsichtlich der Sauerstoffversorgung, der Organismen-Besiedelung und der sedimentären C_{org} -Gehalte extreme Gegensätze repräsen-

tieren, wurde die biogene Partikelmischungsrate durch numerische Modellierung der Verteilung des durch den Unfall in Tschernobyl in die Umwelt eingetragenen ^{134}Cs ermittelt. Dabei wurden die Einmischungsvorgänge, die dieses Nuklid bereits nach einem Jahr bis in 4 cm Sedimenttiefe verfrachteten, mit einem numerischen, quasi-diffusiven Vielschichten-Modell nachvollzogen. Die Mischungskoeffizienten lagen an 2 Stationen mit Schlicksand, der der Makrofauna stabilere und günstigere Lebensbedingungen bietet, mit $D_B = 5.8 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ und $D_B = 9.4 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ um das 5- bis 9-fache über der entsprechenden Größe ($D_B = 1.1 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) in dem untersuchten Schlicksediment.

Beim Transport von gelösten Substanzen in diesen Flachwasser-sedimenten müssen molekulare Diffusion, bioturbater Austausch und physikalische Vorgänge in Form der Porenwasserverdrängung infolge von Salzgehaltsänderungen des Bodenwassers unterschieden werden. Um die Bedeutung des Sedimentationsschubes im Gefolge der Frühjahrsblüte des Phytoplanktons für die Stimulierung und Intensität der biogenen Austauschprozesse zu untersuchen, wurden zu 4 Zeitpunkten im Frühjahr Sedimentkerne von beiden oben genannten Stationen mit einem Tracer im überstehenden Wasser inkubiert. Aus der Abnahme des Tracers im überstehenden Wasser und der Verteilung des Tracers im Porenwasser wurden "effektive Diffusionskoeffizienten" (D_{eff}) mit einem quasi-diffusiven, numerischen Modell ermittelt; durch Vergleich mit Sedimentkoeffizienten für den molekularen Prozeß wurde das Ausmaß der bioturbaten Erhöhung des Austausches bestimmt. Wegen der Abnahme der Organismen-Aktivität mit der Tiefe sollte der dabei ermittelte biogene Koeffizient nur für den Austausch bis zu einer vorgewählten Tiefe gelten, während darunter molekularer Transport dominieren sollte. In den Schlicksedimenten ließ sich die gemessene Verteilung sehr gut mit dem genannten Modell beschreiben, wobei mit Koeffizienten zwischen $D_{eff} = 9.63 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ und $D_{eff} = 16.7 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ biogene Steigerungen der Flüsse um Faktoren von 1.3-2.2 erhalten wurden. Etwas kompliziertere Verhältnisse offenbarten die Tracer-Verteilungen in den Schlicksand-Sedimenten: nur 2 der 4 gewonnenen Tracer-Profile entsprachen vollständig dem 2-Schichten-Diffusions-Modell, während die anderen beiden durch das Auftreten lokaler Tracer-Maxima die zusätzliche Existenz eines qualitativ anderen

Transportprozesses anzeigten. Bei Nicht-Beachtung der von diesem sog. "Biopumpen" beeinflussten Schichten ergaben sich für die 4 Sedimentkerne "effektive Koeffizienten" zwischen $D_{eff} = 11.3 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ und $41.9 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, die um das 1.8- bis 6.9-fache über den respektiven molekularen Koeffizienten lagen. Für die Sedimente, in denen das "Biopumpen" des Polychäten Pectinaria koreni einen wesentlichen Beitrag zum Austausch gelöster Substanzen lieferte, wurde ein besonderes Modell entwickelt, das neben diffusivem, auch gleichzeitig selektiven, "nicht-lokalen" Transport zwischen Bodenwasser und bestimmten Porenwasserhorizonten erlaubte. Dabei wurde bei weiterhin erhöhtem, diffusivem Transport eine zusätzlich wirksame Biopump-Rate von $2800 \text{ cm}^3 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ ermittelt.

Im Zusammenhang mit Daten aus anderen Jahreszeiten ergab sich insgesamt, daß die Schlick-Sedimente mit hohem C_{org} -Gehalt relativ niedrige biogene, kaum von der Zufuhr frischen pelagischen Materials beeinflusste Transportraten aufweisen; dies gilt auch für die bereits erwähnte Partikel-Mischungsrate und läßt sich mit den für die Makrofauna lebensfeindlichen Umweltbedingungen (häufig anoxisches Bodenwasser) und mit der Unabhängigkeit von der Zufuhr frischen Materials (wegen des hohen C_{org} -Hintergrundes dieser Sedimente) erklären. Die Schlicksand-Sedimente hingegen weisen zu allen Jahreszeiten bedeutende biogene Transportleistungen für gelöste Substanzen, ebenso wie für Partikel aus, die sich aus dem stabileren und günstigeren sedimentären Milieu ergeben; während der Sedimentation der Frühjahrsblüte zu diesen C_{org} -armen Sedimenten tritt hier eine zusätzliche saisonale Steigerung der biogenen Transport-Tätigkeit auf.

Die genannten Unterschiede in den Transport-Parametern zwischen den Sedimenttypen sind von zentraler Bedeutung für das chemische Milieu im Sediment, die Raten der benthischen Umsatzprozesse und auch die Erhaltungsfähigkeit von biogenen Komponenten im Sediment (s.u.). Demgegenüber ist der physikalische Prozeß des Porenwasseraustausches als Folge von Dichteänderungen des Bodenwassers in diesen Sedimenten von geringerer Bedeutung, wie sich durch modellmäßige Nachvollziehung der saisonalen Änderung der natürlichen Chlorid-Verteilung im Porenwasser ergab. In den flacher liegenden, größeren Sedimenten der Kieler Bucht sind dieser und

andere physikalische Austauschprozesse hingegen entscheidend für das diagenetische Milieu und die rasche Rückführung von Reaktions- und Lösungsprodukten aus dem Sediment an die Wassersäule.

Als Ausgangspunkt für die Untersuchung des Abbaus organischer Substanz und für die zu erstellende Massenbilanz wurden die Verteilung und die Akkumulationsbedingungen der organischen C-, N- und P-Komponenten in den verschiedenen Sedimenttypen der Kieler Bucht diskutiert. Die überproportional hohe C_{org} -Akkumulation in den Schlick-Sedimenten der Rinnen ist zu einem wesentlichen Teil auf den lateral zugeführten Makroalgen- und Seegras-Detritus zurückzuführen, der in seiner Zusammensetzung und dem Abbauverhalten gegenüber der pelagischen organischen Substanz qualitativ verschieden ist.

Aus den beim Abbau organischer Substanz verbrauchten Oxidationsmitteln wird üblicherweise nach stöchiometrischen Beziehungen auf die Oxidation einer bestimmten Menge Kohlenstoff sowie die Freisetzung von entsprechenden Mengen an Stickstoff und Phosphor geschlossen. Trotz des regelmäßigen Auftretens von Sulfat-Reduktion mit bedeutenden Umsätzen in tieferen Sedimentschichten wird zumeist die Rate der Sauerstoffzehrung als Maß für den Gesamtumsatz an C_{org} angesehen; dies kann allerdings nur richtig sein, wenn die Akkumulation reduzierter Schwefelverbindungen im Sediment adäquat in Rechnung gestellt wird. Zusätzlich können bei diesem Vorgehen Fehler dadurch auftreten, daß Produkte des fermentativen Abbaus in gelöster Form - ohne entsprechendes Äquivalent in der Sauerstoffzehrung - aus dem Sediment entweichen. Zur Klärung dieser Fragen wurde über ein in situ Einschlußexperiment berichtet, bei dem neben der Sauerstoffzehrung auch die Produktion von Gesamt- CO_2 sowie die Freisetzung von gelöstem organischem Kohlenstoff, Stickstoff und Phosphor verfolgt wurde. Dabei zeigte sich, daß die Sauerstoffzehrung in der Tat den Gesamtumsatz von C_{org} um bis zu 45% unterschätzen kann, woran der Export des gelösten organischen Kohlenstoffs jedoch nur geringen Anteil hat. Entsprechend den speziellen Rahmenbedingungen des Experimentes ist dies als maximaler Prozentsatz zu betrachten; als ein für Bilanzierungen auf Jahresbasis wichtiger, repräsentativer Wert wurde eine maximale Diskrepanz zwischen O_2 -Zehrung

und C_{org} -Umsatz von 25% abgeschätzt.

Um die relative Bedeutung der einzelnen Oxidationmittel zu ermitteln und um eine Grundlage für eine Umsatz- und Massenbilanz zu schaffen, wurden die saisonalen Variationen von Sauerstoffzehrung, Nitratreduktion (eingengt auf Denitrifikation) und Sulfatreduktion untersucht. Aufgrund der intensiveren physikalischen und biogenen Transportprozesse und der lebensfreundlicheren Umweltbedingungen liegen die Raten für O_2 -Konsumption in den C_{org} -ärmeren Sedimenten höher als in den tief gelegenen Schlicksedimenten, deren bis zu 15 mal höhere C_{org} -Gehalte zudem zu einem wesentlichen Teil aus schwerer abbaubarem Makroalgen-Detritus bestehen. Bei der saisonalen Variation dieser Raten wird der früher beobachtete Rhythmus mit Maxima zu Zeiten der pelagischen Sedimentationsschübe in Frühjahr und Herbst durch Effekte in den letzten Jahren überlagert, die in Zusammenhang mit dem Massensterben von Makrofauna infolge großflächiger Ausbreitung sommerlicher, anoxischer Verhältnisse stehen.

Bei der Höhe der Raten für die Denitrifikation, die allerdings nur einen geringen Beitrag zum Gesamtumsatz an C_{org} liefert, besteht eine ähnlich reziproke Beziehung zum C_{org} -Gehalt der Sedimente. Diese ist auf die durch bessere Belüftung intensivere Nitrifikation im Sediment zurückzuführen, da sich die Denitrifikation in den Sedimenten der Kieler Bucht auf autochthones und nicht auf allochthones Nitrat (des Bodenwassers) stützt. Eine positive Abhängigkeit zum C_{org} -Angebot im Sediment besteht nur während des jährlichen Maximums der Denitrifikation im Frühjahr. Gleichsinnig wie die C_{org} -Gehalte im Sediment verläuft allein die Intensität der Sulfatreduktion in den verschiedenen Sedimenttypen, wobei jeweils maximale Raten in unmittelbarer Nachbarschaft zu O_2 -haltigem Porenwasser nahe der Oberfläche auftreten. Insgesamt leistet dieser Prozeß weniger als 25% der entsprechenden Sauerstoffzehrung zum Gesamtumsatz von C_{org} , wie auch von anderen Standorten in der Literatur berichtet wird.

Um die Rückführung von Stickstoff- und Phosphor-Komponenten an die Wassersäule zu quantifizieren, wurde die saisonale Variation von Gesamtfreisetzungsraten und diffusiven Porenwasserflüssen dieser Spezies analysiert. Die Äquivalenz beider Flüsse bei

Verwendung geeigneter Transportkoeffizienten zur Berechnung von Porenwasserflüssen wurde nachgewiesen. Da für die tief liegenden Schlickgebiete der Kieler Bucht nur Porenwasserdaten aus der Folgezeit der oben angeführten, großflächigen anoxischen Verhältnisse vorliegen, ergibt sich eine relativ große Unsicherheit für die Bilanzierung von Umsatz, Akkumulation und Freisetzung dieser Komponenten in der Kieler Bucht.

Die für die Tiefseesedimente borealer, subpolarer und polarer Meeresgebiete typischen Transportprozesse und chemischen Reaktionen wurden entlang eines breiten Transekts vom norwegischen Schelf über das Voering-Plateau (ca. 1400 m) und den Becken-Bereich der Norwegisch-Grönländischen See bis zum grönländischen Schelf sowie auf einem Transekt vom arktischen Schelf nordöstlich von Svalbard bis zum Nansen-Gakkel-Rücken bei 86° nördlicher Breite untersucht. Dabei lag ein Schwerpunkt auf der Erforschung eventueller, saisonaler Reaktionen in den Raten benthischer Prozesse auf den ausgeprägt saisonalen Rhythmus der Sedimentation biogenen Materials aus der Wassersäule.

Die saisonale Variation der Mischungsrate für Partikel wurde an einer schelffernen Station auf dem Voering-Plateau anhand der Einmischung des Radiocaesiums aus dem Unfall in Tschernobyl in das Sediment verfolgt. Von dem Radiocaesium aus dieser Quelle gelangte ein Teil (vermutlich nur der in Form von Mikropartikeln eingetragene) in Assoziation mit organischen Aggregaten mit dem ersten Sedimentationsschub sehr schnell zum Meeresboden. Der mit einem Vielschichten-Modell als quasi-diffusiver Vorgang nachvollzogene Prozeß ergab auf der Basis eines Mischungskoeffizienten für den größten Teil des Jahres von $D_B = 2.0 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ eine erhöhte Mischungsrate im Verlauf der sommerlichen Sedimentationsphase. Dies wurde aus den Lebensbedingungen der dortigen benthischen Makrofauna erklärt, die auf die im Jahresverlauf nur kurzzeitige Zufuhr frischen organischen Materials mit gesteigerter Freß- und Einmischungsaktivität reagiert. Bei einer zweiten, diesbezüglich untersuchten Station am norwegischen Kontinentalhang zeigte sich ein hangabwärts gerichteter Transport vom Schelfrand im Verlauf der herbstlichen Turbulenz in der Wassersäule, wodurch die Auffindung eines etwaigen, saisonalen Signals

im Sediment verhindert wurde. Untersuchungen nach 1.5 bis 2 Jahren an Sedimenten vom norwegischen Kontinentalhang und an weiteren Stationen des Voering-Plateaus lieferten mittlere Partikel-Mischungsrate im Bereich von $D_B = 2.1 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ bis $D_B = 6.3 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Um eine Größenordnung niedriger lagen die Mischungsrate mit $D_B = 1.7 \cdot 10^{-9} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ bis $D_B = 2.9 \cdot 10^{-9} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ in den Sedimenten des Becken-Bereichs der Norwegisch-Grönländischen See. Dabei zeigten sich von Norwegen in Richtung Grönland abnehmende Inventare von Radiocaesium aus Tschernobyl, während gleichzeitig eine ältere Quelle von ^{137}Cs (aus Atomwaffenversuchen) an Intensität zunahm, was auf den Einfluß des Ostgrönlandstroms zurückgeführt wurde.

Der ebenfalls im Jahresverlauf studierte biogene Transport von gelösten Komponenten nahe der Grenzfläche zeigte auf dem Voering-Plateau und am norwegischen Kontinentalhang nur eine geringe Beschleunigung von maximal 60% gegenüber molekularer Diffusion. Da die Organismenaktivität im Beckenbereich noch niedriger ist, kann davon ausgegangen werden, daß dort molekulare Prozesse das Austauschgeschehen an der Sediment/Wasser-Grenzfläche dominieren.

Da die mit dem Abbau organischer Substanz verbundenen chemischen Reaktionen weiten Einfluß über die Steuerung der Redox- und pH-Bedingungen auch auf die Verteilung der nicht bio-relevanten Elemente ausüben, wurde der Untersuchung der Rate für den C_{org} -Abbau und der Reduktion der einzelnen Oxidationsmittel besondere Aufmerksamkeit gewidmet. Dazu wurden zunächst integrierte Abbauraten für organischen Kohlenstoff, Stickstoff und Phosphor mit Hilfe eines Modells ermittelt, die deren sedimentäre Verteilung aus dem Wirken von Abbau nach einer Kinetik 1. Ordnung, Partikelmischung und Akkumulation erklären. Unter Verwendung der in dieser Arbeit bestimmten Mischungsrate ergaben sich für den Abbau organischen Kohlenstoffs auf dem Voering-Plateau Rate im Bereich von $16 \mu\text{mol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ bis $29 \mu\text{mol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$, während die entsprechenden integrierten Rate im Becken-Bereich der Norwegisch-Grönländischen See zwischen $1 \mu\text{mol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ und maximal $5 \mu\text{mol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ lagen; gegenüber der Akkumulationsrate besitzt die Partikelmischungsrate in allen Fällen den entscheidenden Einfluß für die Höhe der Geschwindigkeitskonstanten. Aufgrund von intensiver Karbonatlösung beim Übergang zum Holozän, deren

Bedeutung nicht quantifizierbar ist, können die ermittelten Raten um maximal 20% überschätzt sein. Unbedeutend ist dieser Effekt für die Bestimmung des C:N:P-Verhältnisses des abgebauten Teils der organischen Substanz, der sich aus dem Vergleich der entsprechenden Abbauraten ergibt. In allen untersuchten Gebieten lagen die Verhältnisse mit C:N:P=123:13.7:1 (Voering-Plateau) und 121:11.7:1 (Becken-Bereich) noch dichter am Redfield-Verhältnis für die organische Substanz, als es der direkte Vergleich der sedimentären Gesamt-Gehalte anzeigte. Die trotz vermutlich geringer pelagischer Zufuhr relativ hohen C_{org} -Gehalte im arktischen Nansen-Becken sind wegen der niedrigen C/N-Verhältnisse nicht auf terrestrischen Eintrag zurückzuführen, sondern deuten auf laterale Zufuhr und biotische Überprägung der C:N:P-Zusammensetzung des organischen Materials am Meeresboden.

Als thermodynamisch instabile Komponente des sedimentierenden Materials wird die organische Substanz in einer charakteristischen Abfolge durch verschiedene Oxidationsmittel abgebaut, deren Umsatzraten für die verschiedenen Gebiete durch Modellierung der Verteilung von Porenwasserbestandteilen ermittelt wurden.

a) Die Oxidation organischer Substanz durch Sauerstoff - als dem bedeutendsten Oxidationsmittel - und durch Nitrat wurde anhand von 2-Schichten- und 3-Schichten-Modellen der Nitratverteilung im Porenwasser quantifiziert. Da sich diese "steady state"-Modelle auf verschiedene Annahmen und Vereinfachungen stützen müssen und bei Messung der einzelnen Parameter die Möglichkeit von Artefakt-Bildungen besteht, wurden die Modellergebnisse zur Nitrat-Reduktion an typischen Beispielen mit der direkten Bestimmung der Denitrifikation nach dem C_2H_2 -Block-Verfahren verglichen. Dabei ergab sich eine relativ gute Übereinstimmung zwischen beiden Methoden, insofern als erstens das Ausbleiben und die relative Intensität der Denitrifikation ähnlich bei beiden Methoden angezeigt wurden, zweitens ähnliche Tiefenverteilungen für die Rate im Sediment ermittelt wurden und drittens die errechneten Raten für die umsatzstarken Sedimente dicht beieinander lagen.

Auf der Basis von 8 an einer Station des Voering-Plateaus - jahreszeitlich verteilt - aufgenommenen Porenwasserprofilen konnte erstmalig für die Tiefsee ein saisonales Signal für den

Abbau organischer Substanz am Meeresboden nachgewiesen werden: für die 8 Monate des Jahres mit geringer Zufuhr durch Sedimentation wurde ein mittlerer C_{org} -Umsatz von $17.8 \pm 3.4 \mu\text{mol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ berechnet, der sich in den 4 Sommermonaten der Hauptsedimentation auf $28.9 \pm 4.1 \mu\text{mol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ erhöhte. Während die Sedimente der untersuchten Kontinentalränder in der Regel wesentlich höhere Umsätze aufwiesen, ließen sich für den Becken-Bereich der Norwegisch-Grönländischen See aus den Modellen Raten abschätzen, die bis zu dreimal niedriger lagen als die für das Voering-Plateau bestimmten Jahresmittelwerte des C_{org} -Umsatzes von $21.5 \mu\text{mol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ durch Sauerstoff und $0.21 \mu\text{mol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ durch Nitrat. Probleme mit der genauen Bestimmung von Raten für den rezenten oxischen Abbau nahe der Sediment/Wasser-Grenzfläche ergaben sich daraus, daß im gesamten Becken-Bereich der Norwegisch-Grönländischen See die oberflächennahen Porenwasserprofile durch Abbauprozesse in C_{org} -reichen, tief liegenden Schichten beeinflusst werden. Diese Horizonte sind eine Folge von speziellen Ablagerungsbedingungen und enthalten zu einem wesentlichen Teil den während des Übergangs vom Spätglazial zum Interglazial am Schelf erodierten und in den Becken-Bereich transportierten, bereits aufgearbeiteten Kohlenstoff. In diesen Sedimenten mit geringer pelagischer C_{org} -Zufuhr findet zwar der überwiegende Teil der integrierten Abbauleistung weiterhin nahe der Sedimentoberfläche statt, das mit den Abbauprozessen verknüpfte typische Redoxmilieu in der Sedimentsäule wird jedoch entscheidend durch die Reaktionen in diesen tiefliegenden Horizonten beeinflusst. Noch ausgeprägter werden diese Verhältnisse im Nansen-Becken vorgefunden, wo bei sehr niedrigen C_{org} -Umsätzen nahe der Sedimentoberfläche die tiefliegenden Abbauvorgänge der gesamten Sedimentsäule die typische Redoxstruktur von Kontinentalrand-sedimenten aufprägen.

Die Raten für C_{org} -Oxidation durch die Reduktion höherer Manganoxide und von Sulfat wurden ebenfalls für die verschiedenen Kontinentalrand- und Beckengebiete anhand von einfachen Modellen der Porenwasserverteilung des Mn^{2+} und des NH_4^+ berechnet. Die durch diese Oxidationsmittel geleisteten Beiträge zum gesamten C_{org} -Umsatz von $0.01 \mu\text{mol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ bis $2 \mu\text{mol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ C_{org} für Mangandioxid-Reduktion und von 0.08 bis $12 \mu\text{mol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ C_{org} für Sulfatreduktion sind von wesentlich geringerer Bedeutung als die

Sauerstoffkonsumption. Wichtiger ist jedoch, daß diese Prozesse spezifische Signale (Anreicherungen von Mangan, Kobalt, evtl. von Schwefelverbindungen, etc.) in der partikulären Sedimentphase hinterlassen, die zur Interpretation paläozeanographischer Verhältnisse herangezogen werden können. Als Beispiel wird die "non steady state" Verteilung von Mangan in fester und gelöster Phase von Sedimenten des norwegischen Kontinentalhanges und des Voering-Plateaus diskutiert, aus der auf wesentlich intensivere Umsatzprozesse - als heute vorgefunden - für zurückliegende Zeiträume zu schließen ist.

Als der neben dem Stickstoff wichtigsten biorelevanten Komponente, die die Produktivität der Ozeane limitiert, wurden die Remineralisierung von Phosphor und die Raten seiner Freisetzung vom Meeresboden untersucht. Letztere liegen in einem relativ engen Bereich von $0.02 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ bis $0.36 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ für alle Gebiete des Europäischen Nordmeers. In den Sedimenten des untersuchten Arktischen Beckens ist die Produktion von Phosphat aus rezentem Abbau - ähnlich wie beim Nitrat - so gering, daß infolge gleichzeitig stattfindender Adsorption in mehreren Kernen eher Aufnahme von Phosphat aus der Wassersäule stattfindet als Rückführung an diese.

Für organischen Kohlenstoff an der Zentralstation "Z" auf dem Voering-Plateau ergibt eine Bilanz von Zufuhr durch Sedimentation, von Umsatz- und Akkumulationsraten ein gut ausgeglichenes Budget: der nach 2 unabhängigen Methoden ermittelten Umsatzrate von C_{org} in den oberflächennahen Sedimentschichten von $16.7 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ (Modellierung der C_{org} -Profile) bzw. $21.5 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ (Modellierung der Nitrat-Verteilung) und einer mit $0.7 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ abgeschätzten Akkumulationsrate steht ein pelagischer Eintrag von $23 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ C_{org} (aus Sinkstofffallen bei 500 m Wassertiefe) gegenüber. Für die beiden anderen intensiv untersuchten Stationen am norwegischen Kontinentalhang bzw. an einer lokalen Erhebung auf dem Voering-Plateau ergaben sich über der pelagischen Zufuhr liegende Umsatzraten, da diese Stationen durch hangabwärts gerichteten Transport vom Schelf bzw. durch das lokale Strömungsmuster bedingt, einen zusätzlichen C_{org} -Input erhalten. Im Vergleich zu Literaturdaten über Sedimentationsraten zwischen $3.3 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ und $11.4 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ C_{org} in den

tieferen Arealen der Norwegisch-Grönländischen See liegen die durch Modellierung der Nitrat-Verteilung im Porenwasser gewonnenen mittleren Raten von $13.8 \mu\text{mol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ bzw. $14.7 \mu\text{mol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ C_{org} relativ hoch. Neben der erwähnten Beeinflussung des oberflächennahen Porenwassermilieus durch Prozesse in tiefliegenden Schichten könnten auch saisonale Effekte sowie die raum-/zeitliche Variabilität in den verschiedenen Raten für den Unterschied ausschlaggebend sein. Die Raten liegen aber in dem Bereich, der aus in situ Sauerstoffzehrungsmessungen auch für andere Gebiete des Nordatlantik berichtet wird.

Der Vergleich der Akkumulationsraten für biogene Kieselsäure mit den Freisetzungsraten von Silikat in den verschiedenen Gebieten der Norwegisch-Grönländischen See zeigt, daß weniger als 1% der jährlichen Zufuhr im Sediment erhalten bleibt. Erhebliche Unterschiede gibt es zwischen den für die Norwegisch-Grönländische See berichteten Sedimentationsraten (aus Sinkstofffallen) und den hier ermittelten, höheren Rückführungsraten an den Ozean. Die ausführliche Diskussion von Silikatlösung und Freisetzung aus ozeanischen Sedimenten bestätigt die gefundenen Raten für den Porenwasserfluß und macht weitere Arbeiten zur Bestimmung der lateralen und vertikalen Zufuhr von biogenem SiO_2 erforderlich.

Zum Schluß der Arbeit wurden einige Fragen diskutiert, die zum einen - wie die Saisonalität der Prozesse - zu den Besonderheiten polarer und borealer Meeresgebiete gehören, bzw. die zum anderen - wie die Erhaltungsfähigkeit von C_{org} im Sediment oder die relative Bedeutung der Oxidationsmittel - wegen der geringen Datenbasis allgemein als unzureichend gelöst angesehen werden.

In den untersuchten Sedimenten mit einem sich über mehr als 2 Größenordnungen erstreckenden Bereich von C_{org} -Oxidationsraten zwischen der Kieler Bucht und dem arktischen Nansen-Becken ist Sauerstoff der wichtigste Elektronenakzeptor, dessen relative Bedeutung sich mit zunehmendem C_{org} -Gesamtumsatz vermindert. Vor allem in den Flachwassergebieten sind biogene Transportprozesse und die Aktivität der Makrofauna ausschlaggebend für einen hohen Anteil von O_2 -Reduktion am C_{org} -Gesamtumsatz, da sie der Transportlimitierung für die O_2 -Konsumption entgegenwirken, den orga-

nischen Kohlenstoff über einen weiten Bereich verteilen und die mikrobielle Aktivität steigern. Trotz der relativ geringen Energieausbeute ist wegen der nahezu unbegrenzten Verfügbarkeit das Sulfat das nachfolgend bedeutendste Oxidationsmittel, dessen Anteil am C_{org} -Gesamtumsatz von 22% in den Schlicksedimenten der Kieler Bucht bis unter 5% in den Beckensedimenten des Europäischen Nordmeeres sinkt. Die relativ hohe untere Grenze von 5% beim Anteil der Sulfatreduktion ist eine Folge der erwähnten C_{org} -reichen Horizonte, die klimatisch andere als die heutigen Ablagerungsverhältnisse repräsentieren; unter "steady state" Bedingungen wäre mit einem niedrigeren Anteil zu rechnen, wenn die Sedimente nicht sogar durchgehend oxisch wären. Die in der Reaktionsabfolge dazwischen stehenden Oxidationsmittel Nitrat und höhere Manganoxide tragen weniger als 3% bzw. 0.5% zum Gesamtumsatz bei.

Da die Saisonalität der in der ozeanischen Deckschicht ablaufenden Prozesse zu den Besonderheiten borealer und polarer Meeresgebiete gehört, wurden die Faktoren analysiert, die zusätzlich zu einer saisonal gesteuerten Sedimentation für die jahreszeitliche Variabilität in den Umsatzraten verantwortlich sind: vor allem ist dies eine hohe Reaktivität des sedimentierenden Materials, das - wie in der Norwegisch-Grönländischen See beobachtet - zeitweilig sehr schnell zum Meeresboden gelangen muß; weitere Bedeutung in diesem Zusammenhang besitzt die hier gefundene Saisonalität der Partikelmischungsrate, da sie zeitgleich mit der Hauptsedimentationsphase zu rascher Einmischung vor allem des reaktiven Materials führt.

Für paläozeanographische Interpretationen besteht ein Interesse daran, aus der sedimentären C_{org} -Verteilung auf die historischen Fertilitäts- und Ablagerungsbedingungen des Ozeans zu schließen; für die dazu notwendigen Kenntnisse über die Erhaltungsfähigkeit von C_{org} wird die Abhängigkeit von unterschiedlichen Umweltparametern wie z.B. der Gesamttakkumulationsrate oder der Partikelmischungsrate postuliert, die mit den hier ermittelten Raten über Umsatz-, Mischungs- und Akkumulationsprozesse überprüft werden konnte. Vor allem für die Flachwassersedimente ist die Herkunft und Qualität der organischen Substanz für deren Erhaltungsfähigkeit von Bedeutung, wobei der Makroalgen-Detritus, der sich in

den Schlicksedimenten der Kieler Bucht sammelt, eine höhere Tendenz zur Erhaltung zeigt (evtl. im Zusammenhang mit dem stärker anoxischen Abbaumilieu) als das pelagische Material. Ebenfalls wichtige Einflußgrößen sind die biogenen Transportraten für gelöste und partikuläre Substanzen, da sie - wie oben gezeigt - auf verschiedene Weise den benthischen Umsatz von C_{org} beschleunigen. Weder für die Flachwassersedimente noch für die Tiefsee kann die Hypothese bestätigt werden, daß hohe Partikelmischungsrate zu höherer Erhaltung von C_{org} führen. Durch Vergleich der relativen Verhältnisse von Umsatz und Akkumulation an den Zentralstationen "E" und "Z" auf dem Voering-Plateau sowie den Sedimenten des Becken-Bereichs konnten hingegen weitere Hinweise für die steuernde Wirkung der Gesamtakkumulationsrate gewonnen werden.

9 LITERATURVERZEICHNIS

- Aggaard K. (1970) Wind-driven transports in the Greenland and Norwegian seas. Deep-Sea Res. 17, 281-291.
- Aggaard K., Swift J. H., Cormack E.C. (1985): Thermohaline circulation in the Arctic Mediterranean Seas. J.Geophys.Res. 90, 4833-4846.
- Abele D. (1988): Carotinoide als biogene Marker für benthische Makroalgen im Sediment der Kieler Bucht. Diss. Univers. Kiel und Ber.Inst.Meeresk.Kiel Nr.183.
- Allen J.R.L. (1970): Physical processes of sedimentation. American Elsevier, New York, 248 pp.
- Aller R.C. (1977): The influence of macrobenthos on chemical diagenesis of marine sediments. Diss. Yale Univers., New Haven, Conn.
- Aller R.C. (1978): Experimental studies of changes produced by deposit feeders on pore water, sediment and overlying water chemistry. Am.J.Sci. 278, 1185-1234.
- Aller R.C. (1980a): Diagenetic processes near the sediment-water interface of Long Island Sound I. Decomposition and nutrient element geochemistry (S, N, P). Advances in Geophysics 22, 237-348.
- Aller R. C. (1980b): Quantifying solute distributions in the bioturbated zone of marine sediments by defining an average microenvironment. Geochim.Cosmochim.Acta 44, 1955-1965.
- Aller R.C. (1980c): Diagenetic processes near the sediment-water interface of Long Island Sound II. Fe and Mn. Advances in Geophysics 22, 351-415.
- Aller R.C. (1982): The effects of macrobenthos on chemical properties of marine sediment and overlying water. In: McCall, P.L., Tevesz M.J.S. (eds.), Animal-Sediment Relations, pp 53-102, Plenum Press, New York.
- Aller R.C. (1983): The importance of the diffusive permeability of animal burrow linings in determining marine sediment chemistry. J.Mar.Res. 41, 299-322.
- Aller R.C. (1988): Benthic fauna and biogeochemical processes in marine sediments: the role of burrow structures. In: Nitrogen cycling in coastal marine environments (Blackburn T.H. and Sørensen J., eds.), Wiley, Chichester, pp. 301-338.
- Aller R.C., Benninger L.K. (1981): Spatial and temporal patterns of dissolved ammonium, manganese and silica fluxes from bottom sediments of Long Island Sound, USA. J.Mar.Res. 39, 295-314.
- Aller R. C., Benninger L.K. Cochran J. K. (1980): Tracking particle-associated processes in nearshore environments by use of Th-234/U-238 disequilibrium. Earth Planet.Sci.Letts. 47, 161-175.

- Aller R.C., Cochran J.K. (1976): $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ disequilibrium in nearshore sediment: Particle reworking and diagenetic time scales. *Earth Planet.Sci.Letts.* 20, 37-50.
- Aller R.C., DeMaster D.J. (1984): Estimates of particle flux and reworking at the deep-sea floor using $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ disequilibrium. *Earth Planet. Sci.Letts.* 67, 308-318.
- Aller R.C., Mackin J.E., Ullman W. J., Chen-Hou W., Shing-Min T., Jian-Cai J., Yong-Nian S., Jia-Zhen H. (1985): Early chemical diagenesis, sediment-water solute exchange and storage of reactive organic matter near the mouth of the Changjiang, East China Sea. *Continental Shelf Res.* 4, 227-251.
- Aller R.C., Yingst J.Y. (1978): Biogeochemistry of tube-dwellings: A study of the sedentary polychaete *Amphitrite ornata* (Leidy). *J.Mar.Res.* 36, 201-254.
- Aller R.C., Yingst J.Y. (1980): Relationships between microbial distributions and the anaerobic decomposition of organic matter in surface sediments of Long Island Sound. *Mar.Biol.* 56, 28-42.
- Aller R.C., Yingst J.Y., Ullman W.J. (1983): Comparative biogeochemistry of water in intertidal *Onophis* (polychaeta) and *Upogebia* (crustacea) burrows: temporal patterns and causes. *J.Mar.Res.* 41, 571-604.
- Almgren T., Danielsson L.-G., Dyrssen D., Johansson T., Nyquist G. (1975): Release of inorganic matter from sediments in a stagnant basin. *Thalassia Jugoslavica* 11, 19-29.
- Andersen F., Hargrave B.T. (1984): Effects of *Spartina detritus* enrichment on aerobic/ anaerobic benthic metabolism in an intertidal sediment. *Mar. Ecol. Progr. Ser.* 16, 161-171.
- Andersen N.R., Malahoff A. (1977): The fate of fossil fuel CO_2 in the oceans. Plenum Press, New York, 749pp.
- Andersen T.K., Jensen M.H., Sørensen J. (1984): Diurnal variation of nitrogen cycling in coastal, marine sediments. I. Denitrification. *Mar.Biol.* 83, 171-176.
- Anderson D.E., Graf D.L. (1978) Ionic diffusion in naturally-occurring aqueous solutions: use of activity coefficients in transition-state models. *Geochim. Cosmochim.Acta* 42, 251-262.
- Anderson J.J., Devol A.H. (1987): Extent and intensity of the anoxic zone in basins and fjords. *Deep-Sea Res.* 34, 927-944.
- Anderson L.G., Hall P.O.J., Iverfeldt A., Rutgers van der Loeff M.M., Sundby B., Westerlund S.F.G. (1986): Benthic respiration measured by total carbonate production. *Limnol.Oceanogr.* 31, 319-329.
- Andrews D., Bennett A. (1981): Measurements of diffusivity near the sediment-water interface with a finescale resistivity probe. *Geochim.Cosmochim.Acta* 45, 2169-2176.

- Andrews D., Hargrave B.T. (1984): Close interval sampling of interstitial silicate and porosity in marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* 48, 711-722.
- Arntz W.E. (1981): Zonation and dynamics of macrobenthos biomass in an area stressed by oxygen deficiency. In: Barrett G., Rosenberg R. (eds.), *Stress effects on natural ecosystems*. Wiley, New York, pp. 215-225.
- Arntz W.E., Brunswig D. (1976): Studies on structure and dynamics of Macrobenthos in the Western Baltic carried out by the Joint Research Programme "Interaction Sea-Seabottom" (SFB 95-Kiel): *Proc. 10. European Symp. on Marine Biology* 2, 17-42.
- Baas-Becking L.G.M., Kaplan I.R., Moore D. (1960): Limits of the natural environment in terms of pH and oxidation-reduction potentials. *J.Geol.* 68, 243-283.
- Babenerd B., Gerlach S.A. (1987): Bathymetry and sediments of Kieler Bucht. In: *Seawater-Sediment Interactions in Coastal Waters* (Rumohr J., Walger E., Zeitzschel B., eds.), Springer, Berlin, pp. 16-31.
- Bachler B. (1981): Untersuchungen zur Auswirkung von Pectinaria koreni (MALMGREN) auf den Wasseraustausch über die Sediment/Wasser-Grenzfläche. Diplomarbeit, Inst.f.Meereskunde, Kiel.
- Balzer W. (1978): Untersuchungen über Abbau organischer Materie und Nährstoff-freisetzung am Boden der Kieler Bucht beim Übergang vom oxischen zum anoxischen Milieu. Diss. Univers. Kiel und Ber. SFB 95 36, 149 pp.
- Balzer W. (1980a): Calcium carbonate saturometry by alkalinity difference measurement. *Oceanol. Acta* 3, 237-243.
- Balzer W. (1980b): Redox dependant processes in the transition from oxic to anoxic conditions: An in situ study concerning remineralization, nutrient release and heavy metal solubilization. In: H. J. Freeland, D. M. Farmer, C. D. Levings (eds.): *Fjord Oceanography*. Nato Conf.Ser. 4, 659-665.
- Balzer W. (1982): On the distribution of iron and manganese at the sediment/water interface: thermodynamic versus kinetic control. *Geochim.Cosmochim. Acta* 46, 1153-1161.
- Balzer W. (1984): Organic matter degradation and biogenic element cycling in a nearshore sediment (Kiel Bight). *Limnol.Oceanogr.* 29, 1231-1246.
- Balzer W. (1986): Forms of phosphorus and its accumulation in coastal sediments of Kiel Bight. *Ophelia* 26, 19-35.
- Balzer W., Erlenkeuser H., Hartmann M., Müller P.J., Pollehne F. (1987): Diagenesis and exchange processes at the benthic boundary. In: Rumohr J., Walger E., Zeitzschel B. (eds.), *Seawater-sediment interactions in coastal waters*, Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies 13, Springer, Berlin, pp. 111-161.
- Balzer W., Grasshoff K., Dieckmann P., Haardt H., Petersohn U. (1983): Redox-turnover at the sediment/water interface studied in a large bell jar system. *Oceanol.Acta* 6, 337-349.

Balzer W., Pollehne F., Erlenkeuser H. (1986): Cycling of organic carbon in a coastal marine system. In: P. G. Sly (ed.): Sediment and Water Interactions. Springer, New York, pp. 323-328.

Balzer W., Wefer G. (1981): Dissolution of carbonate minerals in a subtropical shallow marine environment. *Mar.Chem.* 10, 545-558.

Banahan S., Goering J.J. (1986): The production of biogenic silica and its accumulation on the southeastern Bering Sea shelf. *Cont.Shelf Res.* 5, 199-213.

Barth T.F.W. (1952): Theoretical petrology. Wiley, New York

Bathmann U. (1986): Zooplanktonpopulationen dreier nordatlantischer Schelfe: Auswirkungen abiotischer und biotischer Faktoren. *Ber. SFB 313* 3, 1-93.

Bathmann U., Peinert R., Noji T., v.Bodungen B. (1989) Pelagic origin and fate of sedimenting particles in the Norwegian Sea. *Prog. Oceanogr.* (im Druck).

Baumann M., Segl M., v.Bodungen B., Wefer G. (1989): Correlation of sediment trap flux and sediment input of Tschernobyl radiocaesium in the Norwegian Sea. (unveröffentlichtes Manuskript).

Beasley T.M., Carpenter R., Jennings C.D. (1982): Plutonium, 241-Am and 137-Cs ratios, inventories and vertical profiles in Washington and Oregon continental shelf sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* 46, 1931-1946.

Becker G.A. (1987): Die Auswirkungen des Kernkraftwerksunfalles von Tschernobyl auf Nord- und Ostsee. Deutsches Hydrographisches Institut, Meereskundliche Beobachtungen und Ergebnisse 62, 67pp.

Bender M.L., Fanning K.A., Froelich P.N., Heath G.R., Maynard V. (1977): Interstitial nitrate profiles and oxidation of sedimentary organic matter in the Eastern Equatorial Atlantic. *Science* 198, 605-609.

Bender M.L., Jahnke R., Weiss R., Martin W., Heggie D.T., Orchard J., Sowers T. (1989): Organic carbon oxidation and benthic nitrogen and silica dynamics in San Clemente basin, a continental borderland site. *Geochim.Cosmochim.Acta* 53, 685-698.

Bender M.L., Heggie D.T. (1984): Fate of organic carbon reaching the sea floor: a status report. *Geochim.Cosmochim. Acta* 48, 977-986.

Bender M.L., Klinkhammer G.P., Spencer D.W. (1977): Manganese in seawater and the marine manganese balance. *Deep-Sea Res.* 24, 799-812.

Benninger L.K., Aller R.C., Cochran J.K., Turekian K.K. (1979): Effects of biological sediment mixing on the Pb-210 chronology and trace metal distribution in a Long Island Sound sediment core. *Earth Planet.Sci.Letts.* 43, 241-259.

Berelson W.M., Buchholtz M.R., Hammond D.E., Santschi P. (1987): Radon fluxes measured with the MANOP bottom lander. *Deep-Sea Res.* 34, 1209-1228.

- Berelson W.M., Hammond D.E., Johnson K.S. (1987): Benthic fluxes and the cycling of biogenic silica and carbon in two Southern California borderland basins. *Geochim.Cosmochim. Acta* 51, 1345-1364.
- Berger W.H. (1970): Biogenous deep-sea sediments: Fractionation by deep-sea circulation. *Bull.Geol.Soc.Amer.* 81, 1385-1401.
- Berger W.H., Finkel R.C., Killingley J.S., Marchig V. (1983): Glacial-Holocene transition in deep-sea sediments: manganese-spike in the east-equatorial Pacific. *Nature*, 303, 231-233.
- Berger W.H., Fischer K., Lai C., Wu G. (1987): Ocean productivity and carbon flux. I. Overview and maps of primary production and export production. University of California, San Diego, SOI Reference 87-30.
- Berger W.H., Heath G.R. (1968): Vertical mixing in pelagic sediments. *J.Mar.Res.* 26, 134-143.
- Berger W.H., Killingley J.S. (1982): Boxcores from the equatorial Pacific: ^{14}C sedimentation rates and benthic mixing. *Mar.Geol.* 45, 93-125
- Berger W. H., Johnson R. F. (1978): On the thickness and the C-14 age of the mixed layer in deep-sea carbonates. *Earth Planet. Sci.Letts.* 41, 223-227.
- Berger W.H., Smetacek V.S., Wefer G. (eds.) (1989): Productivity of the ocean: present and past. Wiley, Chichester, 470 pp.
- Berner R.A. (1964): An idealized model for dissolved sulfate distribution in recent sediments. *Geochim.Cosmochim.Acta* 28, 1497-1503.
- Berner R.A. (1971): Principles of chemical sedimentology. McGraw-Hill, New York, 240 pp.
- Berner R.A. (1974): Kinetic models for the early diagenesis of nitrogen, sulfur, phosphorus, and silicon in anoxic marine sediments. In: Goldberg E.D. (ed.), *The Sea*, Vol.5, Wiley, New York, pp. 427-450.
- Berner R.A. (1976): Inclusion of adsorption in the modelling of early diagenesis. *Earth Planet.Sci.Letts.* 29, 333-340.
- Berner R.A. (1977): Stoichiometric models for nutrient regeneration in anoxic sediments. *Limnol.Oceanogr.* 22, 781-786.
- Berner R.A. (1978): Sulfate reduction and the rate of deposition of marine sediments. *Earth Planet.Sci.Letts.* 37, 492-498.
- Berner R.A. (1980): Early diagenesis, a theoretical approach. Princeton Univers. Press, 241pp.
- Berner R.A. (1981): A new geochemical classification of sedimentary environments. *J.Sedim.Petrol.* 51, 359-365.
- Berner R.A. (1982): Burial of organic carbon and pyrite sulfur in the modern ocean: Its geochemical and environmental significance. *Am.J.Sci.* 282, 451-471.

- Betzer P.R., Showers W.J., Laws E.A., Winn C.D., DiTullio G.R., Kroopnick P.M. (1984): Primary productivity and particle fluxes on a transect of the equator at 153°W in the Pacific Ocean. *Deep-Sea Res.* 31, 1-11.
- Bienfang, P.K. (1980a): Phytoplankton sinking rates in oligotrophic waters off Hawaii, USA. *Mar.Biol.* 61, 69-77.
- Bienfang P.K. (1980b): Herbivore diet affects fecal pellet sinking. *Can.J. Fish.Aquat.Sci.* 37, 1352-1357.
- Billen G. (1975): Nitrification in the Scheldt Estuary (Belgium and the Netherlands). *Estuar.Coast.Mar.Sci.* 3, 79-89.
- Billen G. (1982a): An idealized model of nitrogen recycling in marine sediments. *Am.J.Sci.* 282, 512-541.
- Billen G. (1982b): Modelling the processes of organic matter degradation and nutrient recycling in sedimentary systems. In: *Sediment microbiology* (D.B.Nedwell and C.M.Brown, eds.), Academic Press, Paris, p.15-52.
- Billet D.S.M., Lampitt, R.S., Rice A.L., Mantoura R.F.C. (1983): Seasonal sedimentation of phytoplankton to the deep sea benthos. *Nature* 302, 520-522.
- Blackburn T.H. (1979): Methods for measuring rates of NH₄ turnover in anoxic marine sediments, using a 15N-NH₄ dilution technique. *Appl.Environ.Microbiol.* 37, 760-765.
- Blackburn T.H., Henriksen K. (1983): Nitrogen cycling in different types of sediments from Danish waters. *Limnol.Oceanogr.* 28, 477-493.
- v.Bodungen B. (1986): Annual cycles of nutrients in a shallow inshore area: Kiel Bight.- Variability and trends. *Ophelia* 26, 91-107.
- v.Bodungen B. (1989): Pelagische Primärproduktion und vertikaler Partikelfluß im Ozean. *Habilitationsschr. Univers. Kiel.*
- v.Bodungen B., von Bröckel B., Smetacek V., Zeitzschel (1981): Growth and sedimentation of the phytoplankton spring bloom in the Bornholm Sea (Baltic Sea). *Kieler Meeresforsch. Sdh.* 5, 49-60.
- v.Bodungen B., Smetacek V., Tilzer M.M., Zeitzschel B. (1986): Primary production and sedimentation during spring in the Antarctic Peninsula region. *Deep-Sea Res.* 33, 177-194.
- Bohrmann G. (1988): Zur Sedimentationsgeschichte von biogenem Opal im nördlichen Nordatlantik und dem Europäischen Nordmeer. *Ber.SFB* 313 9, 221 pp.
- Boje S. (1974): Untersuchungen zum Energie- und Stoffumsatz des sublitoralen Meeresbodens in der Kieler Bucht. *Diss. Univ. Kiel und Ber. SFB* 95 12, 75pp.
- Bondietti E.A., Brantley J.N. (1986): Characteristics of Chernobyl radioactivity in Tennessee. *Nature* 322, 313-314.
- Boudreau B.P. (1984): On the equivalence of nonlocal and radial-diffusion models for porewater irrigation. *J.Mar.Res.* 42, 731-735.

Boudreau, B.P. (1986): Mathematics of tracer mixing in sediments. I. Spatially-dependent, diffusive mixing. *Am. J. Sci.* 286, 161-198.

Boudreau B.P., Guinasso N.L.jr. (1982): The influence of a diffusive sublayer on accretion, dissolution, and diagenesis on the sea floor. In: Fanning K.A., Manheim F.T., The dynamic environment of the ocean floor, Lexington Books, Lexington, pp. 115-148.

Boudreau B.P., Scott M.R. (1978): A model for the diffusion-controlled growth of deep-sea manganese nodules. *Am.J.Sci* 278, 903-929.

Breck, W.G. (1974): Redox levels in the sea. in: Goldberg E. D. (ed.): The Sea Vol. 5, Marine Chemistry, Wiley & Sons, New York, 153-180.

Brettar I., Kähler P. (1989): Zur Denitrifikation in der Ostsee. *Ber. Inst. Meereskunde Kiel* 188, 77-88.

Brewer P.G., Bruland K.W., Eppley R.W., McCarthy J.J. (1986): The Global Ocean Flux Study (GOFS): Status of the U.S. GOFS program. *Eos* 67, 827-832 und 835-837.

Brey T. (1984): Die Makrofauna sandiger Böden der Kieler Bucht in 5-15m Tiefe. *Ber. Inst. Meereskunde, Kiel* 123, 124pp.

v.Bröckel K. (1975): Der Energiefluß im pelagischen Ökosystem vor Boknis Eck (Westliche Ostsee). Diss., Univ. Kiel. und Rep. SFB 95, 10, 96pp.

Broecker W.S. (1982): Glacial to interglacial changes in ocean chemistry. *Prog.Oceanogr.* 11, 151-197.

Broecker W.S., Peng T.-H. (1982): Tracers in the Sea. Eldigio Press, Palisades, New York, 690 pp.

Bruland K.W. (1983): Trace elements in sea-water. In: Riley J.P., Chester R. (eds.), Chemical Oceanography Vol.8, Academic Press, London, pp. 157-221.

Brumsack H.J., Gieskes J.M. (1983): Interstitial water trace-metal chemistry of laminated sediments from the Gulf of California, Mexico. *Mar.Chem.* 14, 89-106.

Buesseler K.O., Livingston H.D., Honjo S., Hay B.J., Manganini S.J., Degens E., Ittekkot V., Izdar E., Konuk T. (1987): Chernobyl radionuclides in a Black Sea sediment trap. *Nature* 239, 825-828.

Burdige D.J., Gieskes J.M. (1983): A pore water/solid phase diagenetic model for manganese in marine sediments. *Am.J.Sci.* 283, 29-47.

Burton J.D., Liss P.S. (1973): Processes of supply and removal of dissolved silicon in the oceans. *Geochim.Cosmochim.Acta* 37, 1761-1773.

Cadee G.C. (1979): Sediment reworking by the polychaete *Heteromastus filiformis* on a tidal flat in the Dutch Wadden Sea. *Neth. J.Sea Res.* 13, 441-456.

- Callender E., Bowser C.J. (1980): Manganese and copper geochemistry of interstitial fluids from manganese nodule-rich pelagic sediments of the northeastern equatorial Pacific Ocean. *Am.J.Sci.* 280, 1063-1097.
- Callender E., Hammond D.E. (1982): Nutrient exchange across the sediment-water interface in the Potomac River estuary. *Estuar. Coast.Shelf Sci.* 15, 395-413.
- Calmano W., Förstner U. (1983): Chemical extraction of heavy metals in polluted river sediments in central Europe. *Sci.Total Environment* 28, 77-90.
- Calvert S.E., Price N.B. (1977): Geochemical variation in ferromanganese nodules and associated sediments from the Pacific Ocean. *Mar.Chem.* 5, 43-74.
- Calvert S.E. (1983): Sedimentary geochemistry of silicon. In: Aston S.R. (ed.) *Silicon Geochemistry and Biogeochemistry*, Academic Press, pp. 143-186.
- Campbell J.A. (1983): The geochemical ocean sections study - GEOSECS. In: Riley J.P., Chester R. (eds.), *Chemical Oceanography Vol.8*, Academic Press, London, pp.89-156.
- Canfield D.E. (1989): Sulfate reduction and oxic respiration in marine sediments: implications for organic carbon preservation in euxinic environments. *Deep-Sea Res.* 36, 121-138.
- Carpenter R., Bennett J.T., Peterson M.L. (1981): ^{210}Pb activities in and fluxes to sediments of Washington continental slope and shelf. *Geochim.Cosmochim.Acta* 45, 1155-1172.
- Carpenter R., Peterson M.L., Bennett J.T. (1985): ^{210}Pb -derived sediment accumulation and mixing rates for the greater Puget Sound region. *Mar.Geol.* 64, 291-312.
- Carslaw H., Jaeger J.C. (1959): *Conduction of Heat in Solids*. Clarendon Press, Oxford.
- Chester R., Aston S.R. (1976): The geochemistry of deep-sea sediments. In: Riley J.P., Chester R. (eds.), *Chemical Oceanography Vol.6*, Academic Press, London, pp.281-381
- Chester R., Hughes M.J. (1967): A chemical technique for the separation of ferro-manganese minerals, carbonate minerals and adsorbed trace elements from pelagic sediments. *Chem.Geol.* 2, 249-262.
- Christensen E.R. (1982): A model for radionuclides in sediments influenced by mixing and compaction. *J.Geophys.Res.* 87, 566-572.
- Christensen E.R., Bhunia P.K. (1986): Modelling radiotracers in sediments: comparison with observations in Lake Huron and Michigan. *J.Geophys.Res.* 91, 8559-8571.
- Christensen J.P., Devol A.H., Smethie W.M. (1984): Biological enhancement of solute exchange between sediments and bottom water on the Washington continental shelf. *Continent.Shelf Res.* 3, 9-23.

- Christensen J.P., Smethie W.M., Devol A.H. (1987): Benthic nutrient regeneration and denitrification on the Washington continental shelf. *Deep-Sea Res.* 34, 1027-1048.
- Clark D.L., Hanson A. (1983): Central Arctic Ocean sediment texture: Key to ice transport mechanisms. In: Molnia B.F.(ed.), *Glacial-marine sedimentation*, Plenum Press, pp. 301-330.
- Claypool G.E., Kaplan I.R. (1974): The origin and distribution of methane in sediments. In: *Natural Gases in Marine Sediments*, (ed. I. R. Kaplan): pp. 99-139. Plenum Press.
- Cobler R., Dymond J. (1980): Sediment trap experiment on the Galapagos spreading center, equatorial Pacific. *Science* 209, 801-803.
- Cochran J.K. (1985): Particle mixing rates in sediments of the Eastern Equatorial Pacific: evidence from ^{210}Pb , 239 , ^{240}Pu and ^{137}Cs distributions at MANOP sites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 49, 1195-1210.
- Cochran J.K., Krishnaswami S. (1980): Radium, Thorium, Uranium and ^{210}Pb in deep-sea sediments and sediment pore waters from the north equatorial Pacific. *Am.J.Sci.* 280, 849-889.
- Codispoti L.A. (1989): Phosphorus vs. nitrogen limitation of new and export production. In: Berger W.H., Smetacek V.S., Wefer G. (eds.), *Productivity of the ocean: present and past*. Wiley, Chichester, pp. 377-394.
- Cole T.G., Shaw H.F. (1983): The nature and origin of authigenic smectites in some recent marine sediments. *Clay Minerals* 18, 239-252.
- Colley S., Thomson J. (1985): Recurrent uranium relocations in distal turbidites emplaced in pelagic conditions. *Geochim.Cosmochim.Acta* 49, 2339-2348.
- Colley S., Thomson J., Wilson T.R.S., Higgins N.C. (1984): Postdepositional migration of elements during diagenesis in brown clay and turbidite sequences in the North East Atlantic. *Geochim. Cosmochim.Acta* 48, 1223-1235.
- Colony R., Thorndike A.S. (1984): An estimate of the mean field of Arctic sea-ice motion. *J.Geophys.Res.* 89, 10623-10629.
- Corliss R., Dymond J. (1980): Sediment trap experiment on the Galapagos Spreading Center, Equatorial Pacific. *Science* 209, 801-802.
- Crank J. (1975): *The Mathematics of Diffusion*. 2.Aufl., Oxford Univ. Press, 414pp.
- Crill P.M., Martens C.S. (1987): Biogeochemical cycling in an organic-rich coastal marine basin. 6. Temporal and spatial variation in sulfate reduction rates. *Geochim.Cosmochim.Acta* 51, 1175-1186.
- Cronan D.S. (1974): Authigenic minerals in deep-Sea sediments. In: Goldberg (ed.) *The Sea, Vol V. Marine Chemistry*, 491-525, Wiley, New York.

- Dahmke A., Schulz H.D., Weber W. (1986): Mineralstabilitäten und Frühdiagenese in Ostseesedimenten. *Meyniana* 38, 109-124.
- Degens E.T., Behrendt M., Gotthardt B., Reppmann E. (1968): Metabolic fractionation of carbon isotopes in marine plankton. II. - Data on samples collected off the coast of Peru and Ecuador. *Deep-Sea Res.* 15, 11-20.
- Degens W.G., Izdar E., Honjo S. (eds.): Particle flux in the ocean. *Mitt. Geol. Paleont. Inst. Univers. Hamburg* 62, 308 pp.
- DeLange G.J. (1986): Early diagenetic reactions in interbedded pelagic and turbiditic sediments in the Nares abyssal plain (western North Atlantic): Consequences for the composition of sediment and interstitial water. *Geochim Cosmochim. Acta* 50, 2543-2561.
- DeLange G.J., Rispens F.B. (1986): Indication of a diagenetically induced precipitate on a Fe,Si mineral in sediment from the Nares Abyssal Plain, Western North Atlantic. *Mar. Geol.* 73, 85-97.
- DeMaster D.J. (1981): The supply and accumulation of silica in the marine environment. *Geochim. Cosmochim. Acta* 45, 1715-1732.
- DeMaster D. J., Cochran J. K. (1982): Particle mixing rates in deep-sea sediments determined from excess ^{210}Pb and ^{32}Si profiles. *Earth Planet. Sci. Letts.* 61, 257-271.
- DeMaster D.J., McKee B.A., Nittrouer C.A., Brewster D.C., Biscaye P.E. (1985): Rates of sediment reworking at the Hebble site based on measurements of Th-234, Cs-137 and Pb-210. *Mar. Geol.* 66, 133-143.
- DeMaster D.J., McKee B.A., Nittrouer C.A., Jiangchu Q., Guodong C. (1985): Rates of sediment accumulation and particle reworking based on radiochemical measurements from continental shelf deposits in the East China Sea. *Continental Shelf Res.* 4, 143-158.
- Deuser, W.G. (1986): Seasonal and interannual variations in deep-water particle fluxes in the Sargasso Sea and their relation to surface hydrography. *Deep-Sea Res.* 33, 225-246.
- Deuser W.G. (1987): Variability and hydrography and particle flux: transient and long-term relationships. In: Degens W.G., Izdar E., Honjo S. (eds.), Particle flux in the ocean, *Mitt. Geol. Paleont. Inst. Univers. Hamburg* 62, pp. 179-193.
- Deuser, W.G., E.H. Ross (1980): Seasonal change in the flux of organic carbon to the deep Sargasso Sea. *Nature* 283, 364-365.
- Devell L., Tovedal H., Bergstroem U., Appelgrin A., Chyssler J. and Andersson L. (1986): Initial observations of fallout from the reactor accident at Chernobyl. *Nature* 321, 192-193.
- Devol A.H. (1983): Methane oxidation rates in the anaerobic sediments of Saanich Inlet. *Limnol. Oceanogr.* 28, 738-742.

Devol A.H. (1987): Verification of flux measurements made with in situ benthic chambers. *Deep-Sea Res.* 34, 1007-1026.

Devol A.H., Anderson J.J., Kuivila K., Murray J.W. (1984): A model for coupled sulfate reduction and methane oxidation in the sediments of Saanich Inlet. *Geochim.Cosmochim.Acta* 48, 993-1004.

Dicke M. (1986): Vertikale Austauschkoefizienten und Porenwasserfluß an der Sediment/Wasser-Grenzfläche. *Diss.Univ.Kiel und Ber.Inst.Meeresk.Kiel* 155, 164pp.

Dorsey H.G., Peterson W.H. (1976): Tritium in the Arctic ocean and the East Greenland current. *Earth Planet.Sci.Lett.* 32, 342-349.

Dugdale R.C., Goering J.J. (1967): Uptake of new and regenerated forms of nitrogen in primary productivity. *Limnol.Oceanogr.* 12, 196-206.

Duinker J.C. (1980): Suspended matter in estuaries: Adsorption and desorption processes. In: Olausson E., Cato I. (eds.), *Chemistry and Biogeochemistry of Estuaries*, Wiley, Chichester, pp. 121-151.

Duinker J.C. (1986): The role of small low density particles on the partition of selected PCB congeners between water and suspended matter (North Sea area). *Neth.J.Sea Res.* 20, 229-238.

Duursma E.K., Bosch C.J. (1970): Theoretical, experimental, and field studies concerning diffusion and radioisotopes in sediments and suspended particles of the sea, Part B: Methods and experiments. *Neth.J.Sea Res.* 4, 395-469.

Dyrssen D., Hallberg R. (1979): Anoxic sediment reactions - A comparison between box experiments and a fjord investigation. *Chem.Geol.* 24, 151-159.

Dyrssen D., Svensson T. (1982): On the calculation of release rates from stagnant basin sediments. *Chem.Geol.* 36, 349-351.

Ehrhardt M., Wenck A. (1984): Wind pattern and hydrogen sulphide in shallow waters of the Western Baltic Sea, a cause effect relationship? *Meeresforsch.* 30, 101-110.

Ekman S. (1953): *Zoogeography of the sea*. Sidgwick and Jackson, London.

Elderfield H., Luedtke N., McCaffrey R.J., Bender M. (1981): Benthic flux studies in Narragansett Bay. *Am.J.Sci.* 281, 768-787.

Emerson S. (1985): Organic carbon preservation in marine sediments. In: Sundquist E.T., Broecker W.S (eds.): *The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural Variations Archean to Present*. Geophys.Monograph 32, Amer. Geophys. Union, Washington D.C., pp. 78-87.

Emerson S., Bender M. (1981): Carbon fluxes at the sediment-water interface of the deep sea: calcium carbonate preservation. *J.Mar. Res.* 39, 139-161.

Emerson S., Jahnke R., Bender M., Froelich P., Klinkhammer G., Bowser C., Setlock G. (1980): Early diagenesis in sediments from the eastern equatorial Pacific, I. Pore water nutrient and carbonate results. *Earth Planet.Sci.Letts* 49, 57-80.

Emerson S., Kalhorn S., Jacobs L., Tebo B., Nealson K., Rosson R (1982a): Environmental oxidation rate of manganese(II): bacterial catalysis. *Geochim.Cosmochim.Acta* 46, 1073-1079.

Emerson S., Grundmanis V., Graham D. (1982b): Carbonate chemistry in marine pore waters: MANOP sites C and S. *Earth Planet.Sci. Letts.* 61, 220-232.

Emerson S., Jacobs L., Tebo B. (1983): The behavior of trace metals in marine anoxic waters: solubilities at the oxygen-hydrogen sulfide interface. In: Wong C.S. et al. (eds.), *Trace Metals in Sea Water*, Plenum Press, New York, pp. 579-608

Emerson S., Jahnke R., Heggie D. (1984): Sediment-water exchange in shallow water estuarine sediments. *J.Mar.Res.* 42, 709-730.

Emerson S., Fischer K., Reimers C.E., Heggie D. (1985): Organic carbon dynamics and preservation in deep-sea sediments. *Deep-Sea Res.* 32, 1-21.

Emerson S., Stump C., Grootes P.M., Stuiver M., Farwell G.W., Schmidt F.H. (1987): Estimates of degradable organic carbon in deep-sea surface sediments from ^{14}C concentrations. *Nature* 329, 51-53.

v.Engelhardt W. (1960): *Der Porenraum der Sedimente*. Springer, Heidelberg, 207pp.

Eppley R.W., Peterson B.J. (1979): Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean. *Nature* 282, 677-680.

Erlenkeuser H. (1976): ^{14}C and ^{13}C isotope concentration in modern marine mussels from sedimentary habitats. *Naturwiss.* 63, 338.

Erlenkeuser H., Balzer W. (1989): Rapid appearance of Chernobyl radiocesium in the deep Norwegian Sea sediments. *Oceanol.Acta* 11, 101-106.

Erlenkeuser H., Suess E., Willkomm H. (1974): Industrialization affects heavy metal and carbon isotope concentrations in recent Baltic Sea sediments. *Geochim.Cosmochim.Acta* 38, 823-842.

Erlenkeuser H., Metzner H., Willkomm H. (1975): University of Kiel radiocarbon measurements VIII. *Radiocarbon* 17, 276-300.

van Es F.B.(1982): Community metabolism of intertidal flats in the Ems-Dollart estuary. *Mar.Biol.* 66, 95-108.

Fanning K.A., Pilson M.E.Q. (1971): Interstitial silica and pH in marine sediments: some effects of sampling procedures. *Science*, 173, 1228-1231.

Fanning K.A., Pilson M.E.Q. (1974): The diffusion of dissolved silica out of deep-sea sediments. *J.Geophys.Res.* 79, 1293-1297.

Fenchel T., Blackburn T.H. (1979): *Bacteria and mineral cycling*. Academic Press, London, 223pp.

Fetter C. (1973): Recent deep-sea benthic foraminifera from the Alpha Ridge Province of the Arctic Ocean. In: Paul A.Z., Menzies R.L. (eds.), Benthic Ecology of the High-Arctic Deep Sea, Rept. Dpt.Oceanography, Florida State Univers., pp.269-337.

Filipek L.H., Owen R.M. (1980): Early diagenesis of organic carbon and sulfur in outer shelf sediments from the Gulf of Mexico. Am.J.Sci. 280, 1097-1112.

Fisher J.B., Lick W.J., McCall P.L., Robbins J.A. (1980): Vertical mixing of lake sediments by tubificide oligochaetes. J.Geophys.Res. 85, 3997-4006.

Fisher T.R., Carlson P.R., Barber R.T. (1982): Sediment nutrient regeneration in three North Carolina estuaries. Estuar.Coast. Shelf Sci. 14, 101-116.

Forchhammer F. (1865): On the composition of seawater in the different parts of the ocean. Phil.Trans Roy.Soc. London 155, 203-262.

Förstner U., Stoffers P. (1981): Chemical fractionation of transition elements in Pacific pelagic sediments. Geochim.Cosmochim. Acta 45, 1141-1146.

Fowler S.W., Buat-Menard P., Yokoyama Y., Ballestra S., Holm E. and van Nguyen H. (1987): Rapid removal of Chernobyl fallout from Mediterranean surface waters by biological activity. Nature 329, 56-58.

Friedrich H. (1973): Marine Biology. Sidgwick and Jackson, London.

Froelich P.N. und Mitarbeiter (1988): Early diagenesis of organic matter in Peru continental margin sediments: phosphorite precipitation. Mar.Geol 80, 309-343.

Froelich P.N., Bender M.L., Luedke N.A., Heath G.R., DeVries T. (1982): The marine phosphorus cycle. Am.J.Sci. 282, 474-511.

Froelich P.N., Klinkhammer G.P., Bender M.L., Luedke N.A., Heath G.R., Cullen D., Dauphin P., Hammond D., Hartman B., Maynard V. (1979): Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern equatorial Atlantic: suboxic diagenesis. Geochim. Cosmochim Acta 43, 1075-1090.

Gerlach S.A. (1986) Langfristige Trends bei den Nährstoffkonzentrationen im Winterwasser und Daten für eine Bilanzierung der Nährstoffe in der Kieler Bucht. Meeresforschung 31, 153-174.

Gerlach S.A. (1988) Stirbt die Ostsee? Schadstoffe und Nährstoffe in der Ostsee und die Veränderungen der Lebensbedingungen in den letzten 40 Jahren. Wasser und Boden Jg.1988, 406-410 und 639-644.

Gersonde R., Wefer G. (1987): Sedimentation of biogenic siliceous particles in Antarctic Waters (Atlantic Sector). Mar.Micropaleont. 11, 311-332.

Gieseke J.E. (1975): Soil components. Vol. I: Organic components. Springer, Berlin, 534pp.

Gieskes J.M. (1973): Interstitial water studies, leg 15 - Alkalinity, pH, Mg, Ca, Si, PO₄ and NH₄. Initial Repts.Deep-Sea Drilling Proj. 20, 813-829.

- Gieskes J.M. (1974): Interstitial water studies, leg 25. Initial Repts. Deep-Sea Drilling Proj. 25, 361-394.
- Gieskes J. M. (1975): Chemistry of interstitial waters of marine sediments. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 3, 433-453.
- Gieskes J.M. (1976): Interstitial water studies, leg 35. Initial Repts. Deep-Sea Drilling Proj. 35, 407-424.
- Gieskes J.M. (1983): The chemistry of interstitial waters of deep sea sediments: Interpretation of deep sea drilling data. *Chemical Oceanography*, Vol. 8, Wiley, New York, pp. 222-269.
- Gieskes J.M., Lawrence J.R., Galleisky G. (1976): Interstitial water studies, leg 38. Initial Repts. Deep-Sea Drilling Proj. 38, 121-133.
- Glass B.P. (1969): Reworking of deep-sea sediments as indicated by the vertical dispersion of the Australasian and Ivory Coast microtektite horizons. *Earth Planet. Sci. Letts.* 6, 409-415.
- Goldberg E.D. (1963): The oceans as a chemical system. In: *The Sea*, Vol. 2 (Hill M.N., ed.) Wiley, New York, pp. 3-25.
- Goldberg E.D., Koide M. (1962): Geochronological studies of deep-sea sediments by the ionium/thorium method. *Geochim. Cosmochim. Acta* 26, 417-450.
- Goldhaber M. B., Aller R.C., Cochran J.K., Rosenfeld J.K., Martens C.S., Berner R.A. (1977): Sulfate reduction, diffusion and bioturbation in Long Island Sound sediments: Report of the FOAM group. *Am. J. Sci.* 277, 193-237.
- Goldhaber M.B., Kaplan I.R. (1975): Controls and consequences of sulfate reduction rates in recent marine sediments. *Soil Sci.* 119, 42-55.
- Goloway F., Bender M. (1982): Diagenetic models of interstitial nitrate profiles in deep sea suboxic sediments. *Limnol. Oceanogr.* 27, 624-638.
- Gooday A.J. (1988): A response by benthic foraminifera to the deposition of phytodetritus in the deep sea. *Nature* 332, 441-443.
- Gordon D.C., Cranford P.J. (1985): Detailed distribution of dissolved and particulate organic matter in the Arctic ocean and comparison with other oceanic regions. *Deep-Sea Res.* 32, 1221-1232.
- Graf G. (1987): Benthic energy flow during a simulated autumn bloom. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 39, 23-29.
- Graf G., Bengtsson W., Diesner U., Schulz R., Theede H. (1982): Benthic response to sedimentation of a spring phytoplankton bloom: process and budget. *Mar. Biol.* 67, 201-208.
- Graf G., Schulz R., Peinert R., Meyer-Reil L.-A. (1983): Benthic response to sedimentation events during autumn to spring at a shallow-water station in the Western Kiel Bight. I. Analysis of processes on a community level. *Mar. Biol.* 77, 235-246.

Graf G., Bengtsson W., Faubel A., Meyer-Reil L.-A., Schulz R., Theede H., Thiel H. (1984): The importance of the spring phyto-plankton bloom for the benthic system of the Kiel Bight. Rapp.Proc.Verb. ICES C. M. 1982, No. 24, 22pp.

Grasshoff K., Ehrhardt M., Kremling K. (eds.) (1983): Methods of seawater analysis. Verlag Chemie, Weinheim, 419 pp.

Grundmanis V., Murray J.W. (1977): Nitrification and denitrification in marine sediments from Puget Sound. Limnol.Oceanogr. 22, 804-813

Grundmanis V., Murray J.W. (1982): Aerobic respiration in pelagic sediments. Geochim.Cosmochim.Acta 46, 1101-1120

Guinasso N.L., Schink D.R. (1975): Quantitative estimates of biological mixing rates in abyssal sediments. J.Geophys.Res. 80, 3032-3043.

Hallberg R.O., Bagander L.E., Engvall A.-G., Schippel F.A. (1972): Method for studying geochemistry of sediment-water interface. Ambio 1, 71-72.

Hammond D.E., Fuller C. (1979): The use of radon-222 as a tracer in San Francisco Bay. In: Conomos T.J., San Francisco Bay: The urbanized estuary, pp. 213-230

Hammond D.E., Simpson H.J., Mathieu G. (1975): Methane and Radon-222 as tracers for mechanisms of exchange across the sediment-water interface in the Hudson River estuary. ACS Symp.Ser. 18, 119-132

Hammond D.E., Simpson H.J., Mathieu G. (1977): Radon-222 distribution and transport across the sediment-water interface in Hudson River Estuary. J.Geophys.Res. 27, 3913-3920

Hargrave B.T., Phillips G.A. (1977): Oxygen uptake of microbial communities on solid surfaces. In: Cairns J. (ed.), Aquatic Microbial Communities. Garland, New York, pp.545-587

Hargrave B.T., Phillips G.A. (1986): Dynamics of the benthic food web in St. Georges Bay, southern Gulf of St.Lawrence. Mar.Ecol.Progr.Ser. 31, 277-294

Hartmann M., Müller P., Suess E., van der Weijden C.H. (1973): Oxidation of organic matter in recent marine sediments. "Meteor" Forsch.-Ergebnisse 12, 74-86.

Hartmann M., Müller P.J., Suess E., van der Weijden C.H. (1976): Chemistry of late quaternary sediments and their interstitial waters from the NW African continental margin. "Meteor" Forsch.-Ergebnisse 24, 1-67.

Hasse L. (1988): Klima und Wetter des europäischen Nordmeeres. Die Geowissenschaften, 8, 235-241.

Hattori A. (1983): Denitrification and dissimilatory nitrate reduction. In: Carpenter E.J., Capone D.G. (eds.), Nitrogen in the Marine Environment, Academic Press, New York, pp. 191-231

- Heath G.R. (1974): Dissolved silica and deep-sea sediments. SEPM Spec.Publ. 20, 77-93.
- Healy T., Werner F. (1987): Sediment budget for a semienclosed sea in a near homogeneous lithology, example of Kieler Bucht, Western Baltic. Senckenbergiana Marit. 19, 195-222.
- Heggie D., Klinkhammer G., Cullen D. (1987): Manganese and copper fluxes from continental margin sediments. Geochim.Cosmochim Acta 51, 1059-1069
- Hein J.R., Scholl D.W., Barron J.A., Jones M.G., Miller J. (1978): Diagenesis of late Cenozoic diatomaceous deposits and formation of the bottom simulating reflector in the Southern Bering Sea. Sedimentology, 25, 155-181.
- Henriksen K., Kemp W.M. (1988): Nitrification in estuarine and coastal marine sediments. In: Nitrogen cycling in coastal marine environments (Blackburn T.H., Sørensen J., eds.) Chichester, pp. 207-250
- Henrich R. (1986): A calcite dissolution pulse in the Norwegian-Greenland Sea during the last deglaciation. Geologische Rundschau 75, 805-827
- Henrich R., Kassens H., Vogelsang E., Thiede J. (1989): Sedimentary facies of glacial/interglacial cycles in the Norwegian Sea during the last 350 kyr. (zur Veröff. eingereicht)
- Henrichs S.M., Reeburgh W.S. (1987): Anaerobic mineralization of marine sediment organic matter: rates and the role of anaerobic processes in the oceanic carbon economy. Geomicrobiol.J. 5, 191-237
- Himmelblau D.M. (1964): Diffusion of dissolved gases in liquids. Chem.Rev. 64, 527-550
- Hinga K.R., Sieburth J.McN., Heath G.R. (1979): The supply and use of organic material at the deep-sea floor. J.Mar.Res. 37, 55-579
- Hinz K., Kögler F.-C., Seibold E. (1971): Reflektionsseismische Untersuchungen mit einer pneumatischen Schallquelle und einem Sedimentecholot in der westlichen Ostsee. Teil II: Untersuchungsergebnisse und geologische Deutung. Meyniana 21, 17-24
- Hirschleber H., Theilen F., Balzer W., v.Bodungen B., Thiede J. (1988): Forschungsschiff Meteor, Reise 7, Berichte der Fahrtleiter, Ber. SFB 313, Nr.10, pp. 257.
- Holdren G.R., Bricker O.P., Matisoff G. (1975): A model for the control of dissolved manganese in the interstitial waters of Chesapeake Bay. In: Church T.M. (ed.), Marine Chemistry in the Coastal Environment. Am.Chem.Soc.Symp.Ser. 18, 364-381
- Holm E., Persson B.R.R., Hallstadius L., Aarkrog A., Dahlgaard H. (1983): Radiocesium and transuranium elements in the Greenland and Barents Sea. Oceanol.Acta 6, 457-462.

- Holtedahl H. (1981): Distribution and origin of surface sediments on the Norwegian continental margin between 62°N and 65°N with some remarks on the late quaternary litho- and biostratigraphy. in: The Norwegian Coastal Current (R. Saetre und M. Mork, eds.), Univers. Bergen, Vol.2, pp.768-792.
- Holtedahl H., Bjerkli K. (1982): Late Quarternary sediments and stratigraphy on the continental shelf off More-Trondelag, W. Norway. Mar.Geol. 45, 179-226.
- Holtedahl H., Sellevoll M.A. (1971): Geology of the continental margin of the eastern Norwigan Sea and of the Skagerrak. Institute of Geological Sciences Report, 70/14, 33-52, Her Majesty's Stationery Office
- Honjo S. (1980): Material fluxes and modes of sedimentation in the mesopelagic and bathypelagic zones. J.Mar.Res. 38, 53-97
- Honjo S. (1984): Study of ocean fluxes in time and space by bottom-tethered sediment trap arrays: a recommendation. In: Global ocean flux study, Proceedings of a workshop, National Academic Press, Washington D.C., pp. 305-324
- Honjo S., Manganini S.J., Karowe A., Woodward B.L. (1987): Particle fluxes, North-Eastern Nordic Seas: 1983-1986. Woods Hole Oceanogr.Inst.Tech.Rep. WHOI-87-17
- Honjo S., Manganini S.J., Wefer G. (1988): Annual particle flux and a winter outburst of sedimentation in the Northern Norwegian Sea. Deep-Sea Res. 35, 1223-1234
- Hopkinson C.S. (1987): Nutrient regeneration in shallow-water sediments of the estuarine plume region of the nearshore Georgia Bight, U.S.A. Mar.Biol. 94, 127-142
- Howarth R.W. (1984): Ecological significance of sulfur in the energy dynamics of saltmarsh and coastal sediments. Biogeochemistry 1, 5-27
- Howarth R.W., Jørgensen B.B. (1984): Formation of ^{35}S -labelled elemental sulfur and pyrite in coastal marine sediments (Limfjorden and Kysing Fjord, Denmark) during short-term $^{35}\text{SO}_4^{2-}$ reduction measurements. Geochim. Cosmochim. Acta 48, 1807-1818.
- Howes B.L., Dacey J.W., King G.M. (1984): Carbon flow through oxygen and sulfate reduction pathways in Salt marsh sediments. Limnol.Oceanogr. 29, 1037-1051
- Hurd D.C. (1973): Interactions of biogenic opal, sediment and seawater in the Central Equatorial Pacific. Geochim.Cosmochim. Acta 37, 2257-2282.
- Imboden D.M. (1975): Interstitial transport of solutes in non-steady state accumulating and compacting sediments. Earth. Planet.Sci.Letts. 27, 221-228
- Imboden D.M. (1981): Tracers and mixing in the aquatic environment. Habilitationsschrift, Eidgenössische TH, Zürich

Jahnke R.A., Emerson S.R., Murray J.W. (1982a): A model of oxygen reduction, denitrification and organic matter mineralization in marine sediments. *Limnol.Oceanogr.* 27, 610-623.

Jahnke R.A., Heggie D., Emerson S., Grundmanis V. (1982b): Pore waters of the central Pacific Ocean: Nutrient results. *Earth Planet.Sci.Letts.* 61, 233-256.

Jahnke R.A., Jackson G.A. (1987): Role of sea-floor organisms in oxygen consumption in the deep North Pacific Ocean. *Nature* 329, 621-623

Jensen M.H., Andersen T.K., Sørensen J. (1988): Denitrification in coastal bay sediment: regional and seasonal variation in Aarhus Bight, Denmark. *Mar.Ecol.Progr.Ser.* 48, 155-162

Jensen P. (1988): Nematode assemblages in deep-sea benthos of the Norwegian sea. *Deep-Sea Res.* 35, 1173-1184

Johannessen O.M. (1986): Brief overview of the physical oceanography. In: Hurdle B.G. (ed.), *The Nordic Seas*. Springer, New York, pp. 103-128

Johnson G.L., Vogt P.R. and Schneider E.D. (1971) Morphology of the Northeastern Atlantik and Labrador Sea. *Dt. Hydrogr. Z.*, 24, 49-73.

Johnson T.C., Eisenreich S.J. (1979): Silica in Lake Superior: Mass balance considerations and a model for dynamic response to Eutrophication. *Geochim.Cosmochim.Acta* 43, 77-79.

Jørgensen B.B. (1978a): A comparison of methods for the quantification of bacterial sulfate reduction in coastal marine sediments. I. Measurement with radiotracer technique. *Geomicrobiol.J.* 1, 11-27.

Jørgensen B.B. (1978b): A comparison of methods for the quantification of bacterial sulfate reduction in coastal marine sediments. II. Calculation from mathematical models. *Geomicrobiol.J.* 1, 29-47

Jørgensen B.B. (1978c): A comparison of methods for the quantification of bacterial sulfate reduction in coastal marine sediments III. Estimation from chemical and bacteriological field data. *Geomicrobiol.J.* 1, 49-64.

Jørgensen B.B. (1982): Mineralisation of organic matter in the sea bed - the role of sulfate reduction. *Nature* 296, 643-645

Jørgensen B.B., Revsbech N.P. (1985): Diffusive boundary layers and the oxygen uptake of sediment and detritus. *Limnol.Oceanogr.* 30, 111-122

Jørgensen B.B., Sørensen J. (1985): Seasonal cycles of O_2 , NO_3 , and SO_4 reduction and denitrification in two estuarine sediments. *Limnol.Oceanogr.* 27, 610-623

Kähler P. (1989): Stickstofffreisetzung durch Denitrifikation in küstennahen marinen Sedimenten (Ostsee: Kieler Bucht). Diss. Kiel (z.Zt.unveröff.)

Kähler P., Balzer W. (1989): Denitrification in Kiel Bight sediments: Variation with sediment type and season. (unveröff. Manuskript.)

- Kalhorn S., Emerson S. (1984): The oxidation state of manganese in surface sediments of the deep sea. *Geochim.Cosmochim.Acta* 48, 897-902.
- Kastner M., Keene J.B., Gieskes J.M. (1977): Diagenesis of Siliceous Oozes I: Chemical controls on the rate of Opal-A to Opal-CT transformation - an experimental study. *Geochim.Cosmochim.Acta* 41, 1041-1059.
- Katz A., Ben-Yaakov S. (1980): Diffusion of sea water ions. II. The role of activity coefficients and ion pairing. *Mar.Chem.* 8, 263-280.
- Kautsky H. (1981): Radiological investigations in the western Baltic Sea including Kattegat during the years 1975 to 1980. *Deutsche.Hydrogr.Z.* 34, 125-149.
- Kautsky H. (1985): Distribution and content of different artificial radionuclides in the waters of the North Sea during the years 1977 to 1981 (complemented with some results from 1982 to 1984). *Deutsche Hydrogr.Z.* 38, 193-224.
- Kautsky H. (1987): *Deutsche Hydrogr.Z.* 40, 49-69.
- Kautsky H., Jefferies D.E., Steele A.K. (1980): Results of the Radiological North-Sea Programme RANOSP 1974 to 1976. *Deutsche Hydrogr.Z.* 33, 154-157
- Kelly J.R., Nixon S.W. (1984): Experimental studies of the effect of organic deposition on the metabolism of a coastal marine bottom community. *Mar.Ecol.Prog.Ser.* 17, 157-169.
- Kemp W.M., Boynton W.R. (1980): Influence of biological and physical processes on dissolved oxygen dynamics in an estuarine system: Implications for measurement of community metabolism. *Estuar.Coast.Mar.Sci.* 11, 407-431.
- Kemp W.M., Boynton W.R. (1981): External and internal factors regulating metabolic rates of an estuarine benthic community. *Oecologia* 51, 19-27.
- Kempe S., Nies H. (1987): Chernobyl nuclide record from a North Sea trap. *Nature* 329, 828-831
- Kersten M., Förstner U. (1987): Cadmium associations in freshwater and marine sediment. In: Nriagu J.O., Sprague J.B. (eds.) *Cadmium in the aquatic environment*. Wiley, New York, pp. 51-81.
- Khandriche M., Werner F., Erlenkeuser H. (1986): Auswirkung der Oststürme vom Winter 1978/79 auf die Sedimentation im Schlickbereich der Eckernförder Bucht (Westliche Ostsee). *Meyniana* 38, 125-152
- Kinney P.J., Loder T.C., Groves J. (1971): Particulate and dissolved organic matter in the Amerasian Basin of the Arctic Ocean. *Limnol.Oceanogr.* 16, 132-137.
- Klinkhammer G.P. (1980): Early diagenesis in sediments from the eastern equatorial Pacific, II. Pore water metal results. *Earth Planet.Sci.Letts.* 49, 81-101.

- Klinkhammer G.P., Heggie D.T., Graham D.W. (1982): Metal diagenesis in oxic marine sediments. *Earth Planet.Sci.Letts.* 61, 211-219.
- Klinkhammer G.P., Bender M.L. (1980): The distribution of manganese in the Pacific Ocean. *Earth planet. Sci. Letts.* 46, 361-384.
- Klump J.V., Martens C.S. (1981): Biogeochemical cycling in an organic rich coastal marine basin - II. Nutrient sediment-water exchange processes. *Geochim.Cosmochim.Acta* 45, 101-121.
- Knauer G.A., Martin J.H., Bruland K.W. (1979): Fluxes of particulate carbon, nitrogen and phosphorus in the upper water column of the north-east Pacific. *Deep-Sea Res.* 26, 97-108.
- Kölmel R. (1976): Ökosysteme im Wechsel zur Anaerobiose. Zoobenthos und Abbau in zeitweise anoxischen Biotopen der Kieler Bucht. Diss. Univ. Kiel and Ber. SFB 95 33, 403 pp.
- Koltermann K.P. (1987): Die Tiefenzirkulation der Grönland-See als Folge des thermohalinen Systems des Europäischen Nordmeeres. Diss. Univers. Hamburg, 287pp.
- Korson L., Drost-Hansen W., Millero F.J. (1969): *J.Phys.Chem.* 73, 34
- Kozerski H.-P. (1979): Neuere Arbeiten zur mathematischen Modellierung des Nährstoffaustausches zwischen Sediment und Freiwasser. *Acta Hydrophysica* 24, 5-16.
- Kremling K. (1983): The behavior of Zn, Cd, Cu, Ni, Co, Fe, and Mn in anoxic Baltic waters. *Mar.Chem.* 13, 87-108.
- Kristensen E. (1988): Benthic Fauna and biogeochemical processes in sediments: Microbial activities and fluxes. In: Nitrogen cycling in coastal marine environments (Blackburn T.H., Sørensen J., eds.), Wiley, Chichester, pp. 275-300.
- Kristensen E., Blackburn T.H. (1987): The fate of organic carbon and nitrogen in experimental marine sediment systems: influence of bioturbation and anoxia. *J.Marine Res.* 45, 231-257
- Krom M.D., Berner R.A. (1980a): The diffusion coefficients of sulfate, ammonium, and phosphate ions in anoxic marine sediments. *Limnol.Oceanogr.* 25, 327-337
- Krom M.D., Berner R.A. (1980b): Adsorption of phosphate in anoxic marine sediments. *Limnol.Oceanogr.* 25, 797-806.
- Krom M.D., Berner R.A. (1981): The diagenesis of phosphorus in a nearshore marine sediment. *Geochim.Cosmochim.Acta* 45, 207-216
- Ku T.L., Broecker W.S. (1965): Rates of sedimentation in the Arctic ocean. *Progr.Oceanogr.* 4, 95-105.

- Lampitt R.S. (1985): Evidence for the seasonal deposition of detritus to the deep-sea floor and its subsequent resuspension. *Deep-Sea Res.* 32, 885-898.
- Lasaga A.C. (1980): The kinetic treatment of geochemical cycles *Geochim.Cosmochim.Acta*, 44, 815-828.
- Lasaga A.C. (1979): The treatment of multi-component diffusion and ion pairs in diagenetic fluxes. *Am.J.Sci.* 279, 324-346.
- Lasaga A.C., Holland H.D. (1976): Mathematical aspects of non-steady-state diagenesis. *Geochim.Cosmochim.Acta*, 40, 257-266.
- Laws E.A., DiTullio G.R., Betzer P.R., Karl M.D., Carder K.L. (1989): Autotrophic production and elemental fluxes at 26°N, 155°W in the north Pacific subtropical gyre. *Deep-Sea.Res.* 36, 103-120.
- Ledford-Hofman P.A., DeMaster D.J., Nittrouer C.A. (1986): Biogenic-silica accumulation in the Ross Sea and the importance of Antarctic Continental-shelf deposits in the marine Silica bud-get. *Geochim.Cosmochim.Acta* 50, 2099-2110.
- Lee H., Swartz R.C. (1980): Biological processes affecting the distribution of pollutants in marine sediments. Part II: Biodeposition and bioturbation. In: Baker R.A.(ed.), *Contaminants and sediments Vol. 2*, Science Publishers, Ann Arbor (Michigan), pp. 555-605
- Lerman A. (1978): Chemical exchange across sediment-water interface. *Ann. Rev. Earth Planet Sci.* 6, 281-303.
- Lerman A. (1979): *Geochemical processes: Water and sediment environments*. John Wiley & Sons, New York, 481 pp.
- Lerman A., Lal D. (1977): Regeneration rates in the ocean. *Am.J.Sci.* 277, 238-258.
- Lerman A., Lietzke T.A. (1977): Fluxes in a growing sediment layer. *Am.J.Sci.* 277, 25-37.
- Li T.-Y., Bischoff J., Mathieu G. (1969): The migration of manganese in the Arctic Basin sediment cores. *Earth Planet. Sci. Lett.* 7, 265-270.
- Li Y.-H., Gregory S. (1974): Diffusion of ions in sea water and in deep-sea sediments. *Geochim.Cosmochim.Acta* 38, 703-714.
- Liebezeit G. (1986): Pelagic and benthic sources of sedimentary carbohydrates in a shallow-water environment, Kiel Bight, Baltic. *Mar.Geol.* 71, 201-213
- Lisitsin A.P. (1967): Basic relationships of modern siliceous sediments and their connection with climatic zonation. *Int. Geol. Rev.* 9, 631-652, 842-865, 980-1004, 1114-1130.
- Lisitsin A.P. (1972): Sedimentation in the world oceans. *SEPM Spec. Publ.* 17, 1-218; Tulsa.

- Livingston H.D., Bowen V.T. (1979): Pu and Cs-137 in coastal sediments. *Earth Planet.Sci.Letts.* 43, 29-45.
- Lochte K., Turley C.M. (1988): Bacteria and cyanobacteria associated with phytodetritus in the deep sea. *Nature* 333, 67-69
- Lorenzen C.J., Welschmeyer N.A., Copping A.E. (1983): Particulate organic carbon flux in the Antarctic Pacific. *Deep-Sea Res.* 30, 639-643
- Luedtke N.A., Bender M. L. (1979): Tracer study of sediment-water interactions in estuaries. *Estuar.Coast.Mar.Sci.* 9, 643-651.
- Lyle M. (1983): The brown-green color transition in marine sediments: A marker of the Fe(III)-Fe(II) redox boundary. *Limnol. Oceanogr.* 28,1026-1033
- Lynn D.C., Bonatti E. (1965): Mobility of manganese in diagenesis of deep-sea sediments. *Mar.Geol.* 3, 457-474.
- Mackenzie F.T., Garrels R.M. (1965): Silicates: Reactivity with sea water. *Science*, 150, 57-58.
- Mackin J.E., Aller R.C. (1984): Ammonium adsorption in marine sediments. *Limnol.Oceanogr.* 29, 250-257.
- Madsen P.P., Larsen B. (1986): Accumulation of mud sediments and trace metals in the Kattegat and the Belt Sea. Report of the Marine Pollution Laboratory, Charlottenlund, Danmark, 54 pp.
- Mahaut M.-L., Graf G. (1987): A luminophore technique for bioturbation studies. *Oceanolog.Acta* 10, 323-328
- Manheim F.T. (1970): The diffusion of ions in unconsolidated sediments. *Earth Planet.Sci.Letts.* 9, 307-309
- Manheim F.T., Chan K.M. (1974): Interstitial waters of Black Sea sediments: New data and review. In: *The Black Sea - Geology, Chemistry, and Biology* (Degens E.T., Ross D.A., eds.), *Am.Ass. Petrol.Geol.Memoir* 20, 155-182
- Manheim F.T., Waterman L.S. (1974): Diffusimetry (diffusion constant estimation) on sediment cores by resistivity probe. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* 22, 663-670
- Mann U., Müller G. (1985): Early diagenesis of biogenic siliceous constituents in silty clays and claystones, Japan Trench. *Neues Jahrbuch Miner.Abh.*, 153, 33-57.
- Martens C.S., Berner R.A., Rosenfeld J.K. (1978): Interstitial water chemistry of anoxic Long Island Sound sediments. 2. Nutrient regeneration and phosphate removal. *Limnol.Oceanogr.* 23, 605-617.
- Martens C.S., Kipphut G.W., Klump J.V. (1980): Sediment-water chemical exchange in the coastal zone traced by in situ radon-222 flux measurement. *Science* 208, 285-288.

- Martens C.S., Klump J.V. (1980): Biogeochemical cycling in an organic-rich coastal marine basin - I. Methane sediment-water exchange processes. *Geochim.Cosmochim.Acta* 44, 471-490.
- Martin J.M, Whitfield M. (1983): The significance of the river input of chemical elements to the ocean. In: Wong C.S. et al.(ed.): Trace metals in sea water. New York, London, pp. 265-296.
- Martin W.R., Bender M.L. (1988): The variability of benthic fluxes and sedimentary remineralization rates in response to seasonally variable organic carbon rain rates in the deep sea: a modeling study. *Am.J.Sci.* 288, 561-574
- Matisoff G. (1980): Early diagenesis of Chesapeake Bay sediments: Part 1. A time series study of temperature and chloride. *Am.J.Sci.* 280,1-25
- Matisoff G. (1982): Mathematical models of bioturbation, in: Animal-Sediment Relations, The Biogenic Alteration of Sediments. edited by P.L. McCall, M.J.S. Tevesz, Plenum, New York, pp.289-330.
- Matthäus W. (1972): *Beitr.Meeresk.* 29, 93.
- McCaffrey R.J., Myers A.C., Davey E., Morrison G., Bender M., Luedtke N., Cullen D., Froelich P., Klinkhammer G. (1980): The relation between pore water chemistry and benthic fluxes of nutrients and manganese in Narragansett Bay. *Limnol.Oceanogr.* 25, 31-44.
- McCall, P.L., Tevesz M.J.S. (eds.) (1982): Animal-sediment relations. Plenum Press, New York.
- McDuff R.E., Ellis R.A. (1979): Determining diffusion coefficients in marine sediments: A laboratory study of the validity of the resistivity techniques. *Am.J.Sci.* 279, 666-675
- McDuff R.E., Gieskes J.M. (1976): Calcium and magnesium profiles in DSDP interstitial waters: Diffusion or reaction? *Earth Planet. Sci.Letts.* 33, 1-10
- McDuff R.E., Gieskes J. M., Lawrence J. R. (1978) Interstitial water studies, leg 42A. Initial Repts Deep Sea Drilling Proj. 42, 561-568.
- McKee B.A., DeMaster D.J., Nittrouer C.A. (1984): The use of $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ disequilibrium to examine the fate of particle reactive species on the Yangtze continental shelf: particle scavenging and removal to the seabed. *Earth Planet.Sci.Lett.* 68, 431-442.
- Meincke J. (1985): The deep waters of the Arctic Ocean-Greenland-Norwegian Sea system. *Terra Cognita* 5, 76 ff.
- Melillo J.M, Naiman R.J., Aber J.D., Linkins A.E. (1984): Factors controlling mass loss and nitrogen dynamics of plant litter decaying in northern streams. *Bull.Amer.Sci.* 35, 341-356
- Menzies R.J., George R.Y., Paul (1974): The effects of hydrostatic pressure on living aquatic organisms. *Int.Rev.Ges.Hydrobiol.* 59, 187-197

- Meybeck, M (1982): Carbon, Nitrogen, and Phosphorus Transport by World Rivers. *Amer.J.Sci.* 282, 401-450.
- Meyer-Reil, L.-A. (1983): Benthic response to sedimentation events during autumn to spring at a shallow water station in the Western Kiel Bight. II. Analysis of benthic bacterial populations. *Mar.Biol.* 77, 247-256.
- Meyer-Reil L.-A., Faubel A., Graf G., Thiel H. (1987): Aspects of benthic community structure and metabolism. In: Rumohr J., Walger E., Zeitzschel B. (eds.), *Seawater-sediment interactions in coastal waters, Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies* 13, Springer, Berlin, pp.69-110
- Milliman J.D., Müller J. (1973): Precipitation and lithification of magnesian calcite in the deep-sea sediments of the eastern Mediterranean Sea. *Sedimentology* 20, 29-45
- Morse J.W. (1974): Calculation of diffusive fluxes across the sediment-water interface. *J.Geophys.Res.* 79, 5045-5048
- Müller G., Dominik J., Reuther R. (1980): Sedimentary record of environmental pollution in the Western Baltic Sea. *Naturwissenschaften* 67, 595-600.
- Müller P.J. (1975): Diagenese stickstoffhaltiger Substanzen in oxischen und anoxischen marinen Sedimenten. "Meteor" *Forsch.-Ergebnisse*, C22, 1-60.
- Müller P.J. (1977): C/N ratios in Pacific deep-sea sediments: Effect of inorganic ammonium and organic nitrogen compounds sorbed by clays. *Geochim.Cosmochim.Acta*, 41, 765-776.
- Müller P.J., Erlenkeuser H., v.Grafenstein R. (1983): Glacial-interglacial cycles in oceanic productivity inferred from organic carbon contents in eastern North Atlantic sediment cores. *Coastal upwelling Part B*, pp. 365-398.
- Müller P.J., Mangini A. (1980): Organic carbon decomposition rates in sediments of the Pacific manganese nodule belt dated by ^{230}Th and ^{231}Pa . *Earth Planet.Sci.Letts.* 51, 94-114
- Müller P. J., Suess E. (1979): Productivity, sedimentation rate and sedimentary organic matter in the oceans - I. Organic carbon preservation. *Deep-Sea Res.* 26, 1347-1362.
- Murray J.W., Emerson S., Jahnke R. (1980): Carbonate saturation and the effect of pressure on the alkalinity of interstitial waters from the Guatemala Basin. *Geochim.Cosmochim.Acta* 44, 963-971
- Murray J.W., Grundmanis V. (1980): Oxygen consumption in pelagic marine sediments. *Science*, 209, 1527-1530.
- Nedwell D.B. (1982): The cycling of sulphur in marine and freshwater sediments. In: *Sediment microbiology* (D.B.Nedwell, C.M.Brown, eds.), Academic Press, Paris, pp.73-106.

Nelson D.M., Gordon L. I. (1982): Production and pelagic dissolution of biogenic silica in the Southern Ocean. *Geochim.Cosmochim.Acta* 46, 491-501.

Nichols F. H. (1977): Dynamics and production of *Pectinaria koreni* (Malmgren) in Kiel Bay, West Germany. In: Keegan B. F., Ceidigh P.O. and Boaden P.J. S. (eds.) *Biology of benthic organisms. Proceedings of the 11th European Symposium on Marine Biology, Galway, Ireland, Oct. 1976.* Pergamon Press, Oxford, New York, pp. 453-463.

Nies H., Wedekind C. (1987): Verteilung und Verbleib der Radionuklide aus dem Kernreaktorunfall von Tschernobyl im Meeresbereich. Unveröff. Manuskript vom 7. Fachgespräch Neuherberg am 16./17.11.1987, 7 pp.

Nishio T., Koike I., Hattori A. (1982): Denitrification, nitrate reduction, and oxygen consumption in coastal and estuarine sediments. *Appl. Environ. Microbiol.* 43, 648-653

Nishio T., Koike I., Hattori A. (1983): Estimates of denitrification and nitrification in coastal and estuarine sediments. *Appl. Environ. Microbiol.* 45, 444-450

Nixon S.W., Kelly J. R., Furnas B. N., Oviatt C. A., Hale S. S. (1980): Phosphorus regeneration and the metabolism of coastal marine bottom communities. In: Tenore K.R., Coull B.C., eds., *Marine Benthic Dynamics*, Univers. South Carolina Press, Columbia, pp. 219-242

Noriki S., Tsunogai S. (1986): Particle fluxes and major components of settling particles from sediment trap experiments in the Pacific Ocean. *Deep-Sea Res.* 33, 903-912

Noshkin V.E., Bowen V.T. (1973): Concentrations and distributions of long-lived fallout radionuclides in open ocean sediments. In: *Radionuclides in the marine environment, IAEA-Symposium (SM-158/145)*, pp. 671-686

Nozaki Y., Cochran J.K., Turekian K.K., Keller G. (1977): Radiocarbon and ²¹⁰Pb distribution in submersible taken deep-sea cores from Project FAMOUS. *Earth Planet.Sci.Letts.* 34, 167-173.

Nyffeler U.P., Li Y.-H., Santschi P.H. (1984): A kinetic approach to describe trace-element distribution between particles and solution in natural aquatic systems. *Geochim.Cosmochim.Acta* 48, 1513-1522.

Nyffeler U.P., Santschi P. H., Li Y.-H. (1986): The relevance of scavenging kinetics to modeling of sediment-water interactions in natural waters. *Limnol.Oceanogr.* 31, 277-292.

Officer C.B. (1982): Mixing, sedimentation rates and age dating for sediment cores. *Mar. Geol.* 46, 261-278.

Officer C.B., Lynch D. R. (1982): Interpretation procedures for the determination of sediment parameters from time-dependent flux inputs. *Earth Planet.Sci.Letts.* 61, 55-62.

- Olsen C.R., Simpson H. J., Peng T.-H., Bopp R. F., Trier R. M. (1981): Sediment mixing and accumulation rate effects on radionuclide depth profiles in Hudson estuary sediments. *J.Geophys.Res.* 86, 11020-11028.
- Owens W.B., Hogg N.C. (1980) Oceanic observations of stratified Taylor columns near a bump. *Deep-Sea Res.*, 27, 1029-1045.
- Pamatmat M.M. (1977): Benthic community metabolism: A review and assessment of present status and outlook. In: Coull B.C. (ed.), *Ecology of Marine Benthos*, Univ.South Carolina Press, pp.89-111.
- Pamatmat M.M. (1988): Catalase activity and the hydrogen peroxide cycle. *Arch.Hydrobiol.Beih.Ergebn.Limnol.* (im Druck).
- Panitz H.J., Matzerath D., Ehrhardt J., Kusch W., Geiss H., Massmeier K. (1986): Analyse der Ausbreitungsvorgänge nach dem Reaktorunfall von Tschernobyl. Anlage 1a, In: Bericht über den Reaktorunfall in Tschernobyl, seine Auswirkungen und die getroffenen bzw. zu treffenden Maßnahmen, Der Bundesminister für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit, Bericht RSII-518042-SOW/2, Bonn 18.6.1986
- Pedersen T.F., Vogel J.S., Southon J.R. (1986): Copper and manganese in hemipelagic sediments at 21°N East Pacific Rise: diagenetic contrasts. *Geochim.Cosmochim.Acta* 50, 2019-2032
- Peinert R., Bathmann U., v.Bodungen B., Noji T. (1987): The impact of grazing on spring phytoplankton growth and sedimentation in the Norwegian Current. In: Degens W.G., Izdar E., Honjo S. (eds.), *Particle flux in the ocean*. Mitt. Geol. Paleont.Inst.Univers.Hamburg 62, pp. 149-164
- Peinert R., Saure A., Stegmann P., Stienen C., Haardt H. and Smetacek V. (1982): Dynamics of primary production and sedimentation in a coastal ecosystem. *Neth.J.Sea Res.* 16, 276-289.
- Peng T.- H., Broecker W. S. and Berger W.H. (1979): Rates of benthic mixing in deep-sea sediment as determined by radioactive tracers. *Quaternary Research* 11, 141-149.
- Persson C., Rodhe H., De Geer L.E. (1987): The Chernobyl accident- A meteorological analysis of how radionuclides reached and were deposited in Sweden. *Ambio*, 16, 20-31.
- Petersen R.C.jr., Landner L., Blanck H. (1986): Assessment of the impact of the Chernobyl reactor accident on the biota of Swedish streams and lakes. *Ambio* 15, 327-334
- Pfeiffer G., Förstner U., Stoffers P. (1982): Speciation of reducible metal compounds and sedimentary organic matter decomposition rates in the ocean. *Mar. Chem.* 13, 141-168
- Pollehne, F. (1980): Die Sedimentation organischer Substanz, Remineralisation und Nährsalzrückführung in einem marinen Flachwasserökosystem. Diss. Univers. Kiel und Ber. SFB 95, 57, 149 pp.

- Pollehne F. (1986): Benthic nutrient regeneration processes in different sediment types of Kiel Bight. *Ophelia* 26, 359-368
- Pourchet M., Ponglot J.F., Gascard J.C. (1986): The northerly extent of Chernobyl contamination. *Nature* 323, 676 ff.
- Redfield A.C., Ketchum B.H. and Richards F.A. (1963): The influence of organisms on the composition of sea water. In: Hill M.N. (ed.): *The Sea*. Vol. 2, Wiley, New York, pp. 26-77.
- Reeburgh W.S. (1983) Rates of biogeochemical processes in anoxic sediments. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 11, 269-298.
- Reimers C.E. (1989): Control of benthic fluxes by particulate supply. In: Berger W.H., Smetacek V.S., Wefer G. (eds.), *Productivity of the ocean: present and past*. Wiley, Chichester, pp. 217-234
- Reimers C.E., Smith K.L. (1986): Reconciling measured and predicted fluxes of oxygen across the deep sea sediment-water interface. *Limnol.Oceanogr.* 31, 305-318.
- Reimers C.E., Suess E. (1983): Partitioning of organic carbon fluxes and sedimentary organic matter decomposition rates in the oceans. *Mar.Chem.* 13, 141-168
- Reimers C.E., Kalhorn S., Emerson S.R., Kenneth H., Nealson H. (1984): Oxygen consumption rates in pelagic sediments from the Central Pacific: First estimates from microelektrode profiles. *Geochim.Cosmochim.Acta*, 48, 903-910.
- Reimers T. and Kölmel R. (1976): Beiträge des Sediments zum Stoffumsatz in der Kieler Bucht. I. Salzgehaltsschwankungen im oberflächennahen Porenwasser und der Austausch zwischen Interstitial und Bodenwasser. *Kieler Meeresforsch.* 3, 96-104.
- Revsbech N.P. (1986): Oxygen production and composition in sediments determined at high spatial resolution by computer simulation of oxygen micro-electrode data. *Limnol.Oceanogr.* 31, 293-304.
- Rey F. (1981): Primary production estimates in the Norwegian Coastal Current between 62°N and 72°N. In: Saetre R. Mork M. (eds.) *The Norwegian Coastal Current. Proceedings from the Norwegian Coastal Current Symposium*. Univ.Bergen, pp.640-648.
- Rhoads D.C. (1974): Organism-sediment relations on the muddy sea floor. *Oceanogr. Mar.Biol.Ann.Rev.* 12, 263-300.
- Rice D.L. (1982): Detritus nitrogen problem: new observations and perspectives from organic geochemistry. *Mar.Ecol.Prog.Ser.* 9, 153-162
- Richards F.A. (1965): Anoxic basins and fjords. In: *Chemical Oceanography*, Vol. 1, J.P. Riley, Skirrow G., eds., Academic Press, New York, pp. 611-645.
- Rittenberg S.C., Emery K.O., Orr W.L. (1955): Regeneration of nutrients in sediments of marine basins. *Deep Sea Res.* 3, 23-45

Robbins J.A. (1986): A model for particle-selective transport of tracers in sediments with conveyor belt deposit feeders. *J.Geophys.Res.* 91, 8542-8558.

Robbins J.A. and Callender E. (1975): Diagenesis of manganese in Lake Michigan sediments. *Am.J.Sci.* 275, 512-533.

Robbins J.A., Edgington D.N. (1975): Determination of recent sedimentation rates in Lake Michigan using Pb-210 and Cs-137. *Geochim.Cosmochim.Acta* 39, 285-304

Romero-Wetzel M. (1987a): Sipunculans as inhabitants of very deep, narrow burrows in deep-sea sediments. *Mar.Biol.* 96, 87-91.

Romero-Wetzel M. (1987b): Branched burrow-systems of the enteropneust *Stereobalanus canadensis* in deep sea sediments, Vøring-Plateau, Norwegian Sea. (eingereicht).

Rosenfeld J.K. (1979): Ammonium adsorption in nearshore anoxic sediments. *Limnol.Oceanogr.* 24, 356-364

Rowe G.T. (1974): The effects of benthic fauna on the physical properties of deep-sea sediments. In: Inderbitzen A.L. (ed.), *Deep-sea sediments*, Plenum Press, New York, pp.381-400

Rowe G.T. (ed.) (1983): *Deep-sea biology. The Sea. Vol.8*, Wiley, New York.

Rowe G.T., Gardner W. (1979): Sedimentation rates in the slope water of the Northwest Atlantic Ocean measured directly with sediment traps. *J.Mar.Res.* 37, 581-600

Rumohr J., Walger E., Zeitzschel B. (eds.) (1987): *Seawater-sediment interactions in coastal waters, Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies* 13, Springer, Berlin, 338 pp.

Rutgers van der Loeff M., Anderson L.G., Hall P.O.J., Iverfeldt A., Josefson A.B., Sundby B. and Westerlund S.F.G. (1984): The asphyxiation technique: An approach to distinguishing between molecular diffusion and biologically mediated transport at the sediment-water interface. *Limnol.Oceanogr.* 29, 675-686.

Rutgers van der Loeff M.M., Lavaleye M.S.S. (1986): Sediment, fauna, and the dispersal of radionuclides at the N.E. Atlantic dumpsite for low-level radioactive waste. Report of the Dutch DORA program, Netherlands Institute of Sea Research, Ab Den Burg, Texel.

Salomons W., Förstner U. (1984): *Metals in the hydrocycle*. Springer, Berlin, 349 pp.

Santschi P.H. (1987): Chernobyl radionuclides in the environment: Tracers for the tight coupling of atmospheric, terrestrial, and aquatic geochemical processes. *EAWAG News (Dübendorf Schweiz)* 22/23, 1-6

Santschi P.H., Li Y.H., Carson S.R. (1980): The fate of trace metals in Narragansett Bay, Rhode Island: Radiotracer experiments in microcosms. *Estuar.Coast.Mar.Sci.* 10, 635-654.

Santschi P.H., Bower P., Nyffeler U.P., Azevedo A., Broecker W.S. (1983): Estimates of the resistance to chemical transport posed by the deep-sea boundary layer. *Limnol.Oceanogr.* 28, 899-912

Santschi P.H., Nyffeler U.P., O'Hara P., Buchholtz M., Broecker W.S. (1984): Radiotracer uptake on the sea floor: Results from the MANOP chamber deployments in the eastern Pacific. *Deep-Sea Res.* 31, 451-468.

Sarnthein M., Winn K., Zahn R. (1987): Paleoproductivity of oceanic upwelling and the effect on atmospheric CO₂ and climatic change during deglaciation times. In: Berger W.H., Labeyrie L.D. (eds.) *Abrupt Climatic Change - Evidence and Implications*, Reidel, Dordrecht, pp.311-337.

Sarnthein M., Winn K., Duplessy J.-C., Fontugne M.R. (1988): Global variations of surface ocean productivity in low and mid latitudes: Influence on CO₂ reservoirs of the deep ocean and atmosphere during the last 21,000 years. *Paleoceanogr.* 3, 361-399.

Schäfer W. (1956): Wirkungen der Benthosorganismen auf den jungen Schichtverband. *Senck.leth.*, 37, 183-263.

Scheibel W. (1976): Qualitative Untersuchungen am Meiobenthos eines Profils unterschiedlicher Sedimente in der Westlichen Ostsee. *Helgoländer wiss. Meeresunters.* 28, 31-42.

Schink D.R., Fanning K.A., Pilson M.E.Q. (1974): Dissolved silica in the upper pore waters of the Atlantic Ocean floor. *J. Geophys. Res.* 79, 2243-2250.

Schink D.R., Guinasso N.L.jr., Fanning K.A. (1975): Processes affecting the concentration of silica at the sediment-water interface of the Atlantic Ocean. *J.Geophys.Res.* 80, 3013-3031

Schink D.R., Guinasso N.L.jr. (1977): Effects of bioturbation on sediment-seawater interaction. *Mar.Geol.* 23, 133-154

Schink D.R., Guinasso N.L.jr. (1978): Redistribution of dissolved and adsorbed materials in abyssal marine sediments undergoing biological stirring. *Am.J.Sci.* 278, 687-702

Schlunbaum G. (1977): Sedimentchemische Untersuchungen in Küstengewässern der DDR. V. Weitere Untersuchungen zum Huminsäurekomplex. *Wiss.Z.Univers. Rostock, math.-naturw.Reihe*, 2, 169-173.

Schmidt C. (1978): Untersuchungen zum Stoffumsatz und zur Dynamik von Abbauprozessen bei benthischen Makroalgen und Seegrass der Kieler Bucht. *Diss.Univ. Kiel und Rep.SFB 95 41*, 96 pp.

Schmidt D. (1981): Isotopenverhältnis des organischen Kohlenstoffs aus marinen Sedimenten. *Staatsexamensarbeit, Univ. Kiel*, 125pp.

Schrader H.-J. (1972): Kieselsäure-Skelette in Sedimenten des iber-marokkanischen Kontinentalrandes und angrenzender Tiefsee-Ebenen. "Meteor"Forsch.-Ergeb.(C), 8, 10-36.

Schrader H.-J., Schuette G. (1981): Marine Diatoms. In: Emiliani C. (ed.) The Sea, Vol.7, The Oceanic Lithosphere, pp. 1179-1232

Schulz R. (1983): Die Wirkung von Sedimentationsereignissen auf die benthische Lebensgemeinschaft. Diss. Univers. Kiel, 116pp.

Scranton M.I., Sayles, F.L., Bacon M.P., Brewer P.G. (1987): Temporal changes in the hydrography and chemistry of Cariaco Trench. Deep-Sea Res. 34, 945-964

Seibold E., Exon N., Hartmann M., Kögler F.-C., Krumm H., Lutze G.F., Newton R.S., Werner F. (1971): Marine geology of Kiel Bight. In: Müller G. (ed.) Sedimentology of parts of Central Europe. Guidebook, 8th Internat.Sed.Congr., Heidelberg, 209-235.

Shaffer G. (1987): Redfield ratios, primary production, and organic carbon burial in the Baltic Sea. Deep-Sea Res. 34, 769-784

Shaffer G., Rönner U. (1984): Denitrification in the Baltic Proper deep water. Deep-Sea Res. 31, 197-220

Sholkovitz E.R., Cochran J.K., Carey A.E. (1983): Laboratory studies of the diagenesis and mobility of $^{239,240}\text{Pu}$ and ^{137}Cs in nearshore sediments. Geochim.Cosmochim.Acta 47, 1369-1379.

Siever R., Beck K.C., Berner R.A. (1965): Composition of interstitial waters of modern sediments. J.Geol. 73, 39-73

Silverberg N., Bakker J., Edenborn H.M., Sundby B. (1987): Oxygen profiles and organic carbon fluxes in Laurentian Trough sediments. Neth.J.Sea Res. 21, 95-105

Simoneit B.R.T. (1978): The organic chemistry of marine sediments. In: Riley J.P., Chester R. (eds.) Chemical Oceanography, Vol. 7., Academic Press, London, 233-311.

Smetacek V. (1980): Annual cycle of sedimentation in relation to plankton ecology in western Kiel Bight. Ophelia Suppl. 1, 65-76

Smetacek V. (1985): Role of sinking in diatom life-history cycles: Ecological, Evolutionary and Geological significance. Mar.Biol. 84, 239-251.

Smetacek V., v.Bodungen B., v.Bröckel K., Zeitzschel B. (1976): The plankton-tower. II. Release of nutrients from sediments due to changes in the density of bottom water. Mar.Biol. 34, 373-378.

Smetacek V., v.Bodungen B., Böltner M., v.Bröckel K., Dawson R., Knoppers B., Liebezeit G., Martens P., Peinert R., Pollehne F., Stegman P., Wolter K., Zeitzschel B. (1987): The Pelagic system. In: Seawater-Sediment Interactions (Rumohr J., Walger E., Zeitzschel B., eds.), Springer, Berlin, pp. 32-68

- Smetacek V., v.Bodungen B., Knoppers B., Peinert R., Pollehne F., Stegman P., Zeitzschel B. (1984): Seasonal stages characterizing the annual cycle of an inshore pelagic system. *Rapp.Proc.-verb.Reun.Cons.Int.Explor.Mer* 183, 126-135.
- Smethie W.M. (1981): Vertical mixing rates in fjords determined using radon and salinity as tracers. *Est.Coast.Shelf Sci.* 12, 131-153
- Smethie W.M. (1987): Nutrient regeneration and denitrification in low oxygen fjords. *Deep-Sea.Res.* 34, 983-1006
- Smethie W.M.jr., Chipman D.W., Swift J.H., Koltermann K.P. (1988): Chloro-fluoromethanes in the Arctic Mediterranean Seas: evidence for formation of bottom water in the Eurasian Basin and deep-water exchange through Fram Strait. *Deep-Sea Res.* 35, 347-370
- Smethie W., Nittrouer C.A., Self R.F.L. (1981): The use of radon-222 as a tracer of sediment irrigation and mixing on the Washington Continental Shelf. *Mar.Geol.* 42, 173-200
- Smethie W.M.jr., Ostlund H.G., Loosly H. (1986): Ventilation of the deep Greenland and Norwegian Seas: evidence from krypton-85, tritium, carbon-14, and argon-39. *Deep-Sea Res.* 33, 675-703
- Smith F.B., Clark M.J. (1986): Radionuclide deposition from the Chernobyl cloud. *Nature* 322, 690-691
- Smith K.L.jr. (1987): Food energy supply and demand: a discrepancy between particulate organic carbon flux and sediment community oxygen consumption in the deep ocean. *Limnol.Oceanogr.* 32, 201-220
- Smith K.L.jr., Baldwin R.J. (1984): Seasonal fluctuations in deep-sea sediment community oxygen consumption: central and eastern North Pacific. *Nature* 307, 625-625
- Smith K.L.jr., Burns K.A., Teal J.M. (1972): In situ respiration of benthic communities in Castle Harbour, Bermuda. *Mar.Biol.* 12, 196-199
- Smith K.L.jr., Hinga K.R. (1983): Sediment community respiration in the deep sea. In: *The Sea*, Vol.8 (Rowe G.T., ed.), Wiley, New York, pp.331-370
- Smith K.L., White G.A., Laver M.B., Haugsness J.A. (1978): Nutrient exchange and oxygen consumption by deep-sea benthic communities: Preliminary in situ measurements. *Limnol.Oceanogr.* 23, 997-1005.
- Sørensen J. (1978a): Denitrification rates in a marine sediment as measured by the acetylene inhibition technique. *Appl. Environ. Microbiol.* 36, 139-143
- Sørensen J. (1978b): Capacity for denitrification and reduction of nitrate to ammonia in a coastal marine sediment. *Appl.Environ.Microbiol.* 35, 301-305
- Sørensen J. (1984): Seasonal variation and control of oxygen, nitrate, and sulfate respiration in coastal marine sediments. In: *Current Perspectives in Microbial Ecology* (Klug M.S., Reddy C.A. eds.), Am.Soc.Microbiol., Washington DC, pp. 447-453

Sørensen J., Hydes D.J., Wilson T.R.S. (1984): Denitrification in a deep-sea sediment core from the Eastern Equatorial Atlantic. *Limnol.Oceanogr.* 29, 653-356

Sørensen J., Jörgensen B.B., Revsbech N.P. (1979): A comparison of oxygen, nitrate, and sulfate respiration in a coastal marine sediment. *Microbial Ecol.* 5, 105-115

Sørensen J., Jörgensen K.S., Colley S., Hydes D.J., Thomson J., Wilson T.R.S.(1987): Depth localization of denitrification in a deep-sea sediment from the Madeira Abyssal Plain. *Limnol. Oceanogr.* 32, 758-762

Spencer C.P. (1983): Marine Biogeochemistry of Silicon. In: Aston S.R. (ed.) *Silicon Geochemistry and Biogeochemistry*, Academic Press, London, pp. 101-141

Spielhagen R., Pfirman S., Thiede J. (1988) Geowissenschaftlicher Bericht über die ARK IV/3 Expedition der PFVS POLARSTERN im Sommer 1987 in das Zentrale Östliche Arktische Becken. *Berichte Geol.-Paläont.Inst., Univ. Kiel*, Nr.24, 166pp.

Stanners D.A., Aston S.R. (1982): Desorption of Ru-106, Cs-134, Cs-137, Ce-144 and Am-241 from intertidal sediment contaminated by nuclear fuel reprocessing effluents. *Estuar.Coast.Shelf Sci.* 14, 687-691.

Stevenson F.J., Cheng C.-N. (1972) Organic geochemistry of the Argentine Basin sediments: carbon-nitrogen relationships and Quaternary correlations. *Geochim. Cosmochim. Acta* 36, 653-671.

Stoffers H. (1976): Untersuchungen zum Isotopenverhältnis des Kohlenstoffs bei Rotalgen aus der Kieler Bucht. Staatsexamensarbeit, Univ. Kiel, 81pp.

Stoffers H., Sioulas A., Glasby G.P., Mangini A. (1984): Sediments and micro-nodules in the northern and central Peru Basin. *Geol.Rundsch.* 73, 1055-1080

Stordal M.C., Johnson J. W. (1982): Comparison of bioturbation rates determined by ²¹⁰Pb and plutonium in abyssal cores. *EOS* 63, 113.

Stumm W., Morgan J.J. (1981): *Aquatic Chemistry, An Introduction Emphasizing Chemical Equilibria in Natural Waters*. Wiley, New York, 780pp.

Subba Rao D.V., Platt T. (1984): Primary production of Arctic water. *Polar Biol.* 3, 1-11

Suess E. (1976a): Nutrients near the depositional interface. In: McCave I.N. (ed.) *The benthic boundary layer*. Plenum Press, New York, 57-80.

Suess E. (1976b): Porenlösungen mariner Sedimente - ihre chemische Zusammensetzung als Ausdruck frühdiagenetischer Vorgänge. *Habilitationsschrift, Univers. Kiel*, 193pp.

Suess E. (1979): Mineral phases formed in anoxic sediments by microbial decomposition of organic matter. *Geochim.Cosmochim.Acta* 43, 339-352.

Suess E. (1980): Particulate organic carbon flux in the oceans - surface productivity and oxygen utilization. *Nature* 288, 260-263.

Suess E. (1988): Effects of microbe activity. *Nature* 333, 17-18

Suess, E., W. Balzer, K.-F. Hesse, P.J.Müller, C.A. Ungerer and G. Wefer (1982): Calcium carbonate hexahydrate from organic-rich sediments of the Antarctic Shelf: precursors of Glendonites. *Science* 216, 1128-1131

Suess E., Carson B., Ritger S.D., Moore C.J., Jones M.J., Kulm L.V.D., Cochrane G.R. (1985) Biological communities at vent sites along the subduction zone off Oregon. *Biol.Soc.Wash. Bull.* 6, 475-484.

Suess E., Müller P.J. (1980): Productivity, sedimentation rate and sedimentary organic matter in the oceans. II. Elemental fractionation. *Colloques Internationaux du C.N.R.S.* 293, 17-26.

Suess E., Müller P.J., Powell H.S., Reimers C.E. (1980): A closer look at denitrification in pelagic sediments. *Geochem.J.* 14, 129-137

Sugimura, Y., Y. Suzuki (1988): A high temperature catalytic oxydation method of non-volatile dissolved organic carbon in seawater by direct injection of liquid sample. *Mar.Chem.* 24, 105-131

Sundby B., Silverberg N., Chesselet R. (1981): Pathways of manganese in an open estuarine system. *Geochim.Cosmochim.Acta* 45, 293-307.

Sundby B., Anderson L.G., Hall P.O.J., Iverfeldt A., Rutgers van der Loeff M.M.R., Westerlund S.F.G. (1986): The effect of oxygen on release and uptake of cobalt, manganese, iron and phosphate at the sediment-water interface. *Geochim.Cosmochim.Acta* 50, 1281-1288.

Sundquist E.T., Broecker W.S (eds.) (1985): The carbon cycle and atmospheric CO₂: Natural variations, Archean to present. *Geophys.Monograph* 32, Amer. Geophys. Union, Washington D.C., 627pp.

Suzuki Y., Sugimura Y., Itoh T. (1985): A catalytic oxidation method for the determination of total nitrogen dissolved in seawater. *Mar.Chem.* 16, 83-97

Sweeney R.E., Kaplan I.R. (1980): Natural abundance of ¹⁵N as a source indicator for near-shore marine sedimentary and dissolved nitrogen. *Mar.Chem.* 16, 81-94

Swift J.H. (1986): The Arctic waters. In: Hurdle B.A. (ed.) *The Nordic Seas*, Springer, New York, pp. 129-154.

Szwerinski H. (1981): Investigation on nitrification in the water and sediment of the Kiel Bight (Baltic Sea). *Kieler Meeresforsch. Sonderh.* 5, 396-407

Tait R.V. (1968): *Elements of marine ecology*. Butterworths, London.

Takahashi K. (1986): Seasonal fluxes of pelagic diatoms in the Subarctic Pacific, 1982-1983. *Deep-Sea Res.* 33, 1339-1355

Tam T.Y., Knowles R. (1979): Effects of sulfide and acetylene on nitrous oxide reduction by soil and *Pseudomonas fluorescens*. *Appl. Environ. Microbiol.* 25, 1133-1138

Taylor G.I. (1917): Motions of solids in fluids when the flow is not irrotational. *Proc. Roy. Soc. A* 93, 99-113.

Tessenow U. (1966): Untersuchungen über den Kieselsäurehaushalt der Binnengewässer. *Arch. Hydrobiol.* 1, 1-136

Thiede J. (ed.) (1988): Scientific cruise report of Arctic Expedition ARK IV/3. *Ber. Polarforsch.* 43, 237 pp.

Thiede J., Suess E., Müller P.J. (1982): Late quaternary fluxes of major sediment components to the sea floor at the Northwest African continental slope. *Geology of the Northwest African continental margin*, pp. 605-631.

Thomas A.J., Martin J.M. (1986): First assessment of Chernobyl radioactive plume over Paris. *Nature* 321, 817-819.

Thomson J., Wilson T.R.S., Culkin F., Hydes D.J. (1984): Non-steady state diagenetic record in eastern equatorial Atlantic sediments. *Earth Planet. Sci. Letts.* 71, 23-30

Tissot B.P., Welte B.H. (1978): Petroleum formation and occurrence. Springer, Berlin, 538pp.

Toth D.J., Lerman A. (1977): Organic matter reactivity and sedimentation rates in the ocean. *Am. J. Sci.* 277, 465-485.

Tsunogai S., Kusakabe M. (1982) Migration of manganese in the deep-sea sediments. In: *The dynamic environment of the ocean floor* (Fanning K.A., Manheim F.T., eds.), Lexington Books, Toronto, p.257-274.

Tsunogai S., Noriki S. (1987): Organic matter fluxes and the sites of oxygen consumption in deep water. *Deep-Sea Res.* 34, 755-768

Turekian K.K. (1977): The fate of metals in the oceans. *Geochim. Cosmochim. Acta* 41, 1139-1144.

Ullman W.J., Aller R.C. (1982): Diffusion coefficients in nearshore marine sediments. *Limnol. Oceanogr.* 27, 552-556.

Vanderborcht J.P., Billen G. (1975): Vertical distribution of nitrate in interstitial water of marine sediments with nitrification and denitrification. *Limnol. Oceanogr.* 20, 953-961

Vanderborcht J.-P., Wollast R., Billen G. (1977a): Kinetic models of diagenesis in disturbed sediments. Part I. Mass transfer properties and silica diagenesis. *Limnol. Oceanogr.* 22, 787-793.

Vanderborcht J.-P., Wollast R., Billen G. (1977b): Kinetic models of diagenesis in disturbed sediments. Part 2. Nitrogen diagenesis. *Limnol. Oceanogr.* 22, 794-803.

- Vinogradov A.P. (1953): The elementary chemical composition of marine organisms. Memoirs Sears Foundation Mar. Res. II, New Haven, 647pp.
- Vogt P.R. (1986): Seafloor topography, sediments, and paleoenvironments. In: Hurdle B.G.(ed.), The Nordic Seas, Springer, New York, pp. 237-386
- Wakefield S.J. (1982): Silica distribution in interstitial water and sediments from the southeastern Pacific. Sed.Geol. 31, 13-31.
- Walsh I., Dymond J., Collier R. (1988a) Rates of recycling of biogenic components of settling particles in the ocean derived from sediment trap experiments. Deep-Sea Res. 35, 43-58.
- Walsh I., Fisher K., Murray D., Dymond J. (1988b) Evidence for resuspension of rebound particles from near-bottom sediment traps. Deep-Sea Res. 35, 59-71.
- Walsh J.J. (1989): How much shelf production reaches the deep sea? Berger W.H., Smetacek V.S., Wefer G. (eds.), Productivity of the ocean: present and past. Wiley, Chichester, pp. 175-192
- Walsh J.J., Rowe G.T., Iverson R.L., McRoy C.P. (1981): Biological export of shelf carbon is a neglected sink of the global CO₂ cycle. Nature 291, 196-201
- Walter H.M., Keeney D.R., Fillery I.R. (1979): Inhibition of nitrification by acetylene. Soil Sci.Soc.Am.J. 43, 105-196
- Watson P.G., Frickers P.E., Goodchild C.M. (1985): Spatial and seasonal variations in the chemistry of sediment interstitial waters in the Tamar estuary. Est.Coast.Shelf Sci. 21, 105-119
- Wefer G. (1976): Umwelt, Produktion und Sedimentation benthischer Foraminiferen in der westlichen Ostsee. Diss.Univ.Kiel und Ber. SFB 95 14, 103 pp.
- Wefer G. (1989): Particle flux in the ocean: effects of episodic production. In: Berger W.H., Smetacek V.S., Wefer G. (eds.), Productivity of the ocean: present and past. Wiley, Chichester, pp. 139-154
- Wefer G., Suess E., Balzer W., Liebezeit G., Müller P.J., Ungerer C.A., Zenk W. (1982): Fluxes of biogenic components from sediment trap deployment in circumpolar waters of the Drake Passage. Nature, 299, 145-147.
- Wefer G., Tauchgruppe Kiel (1974): Topographie und Sedimente im "Hausgarten" des Sonderforschungsbereiches 95 der Universität Kiel (Eckernförder Bucht, Westliche Ostsee). Meyniana 26, 3-7.
- Weigelt M. (1987): Auswirkungen von Sauerstoffmangel auf die Bodenfauna der Kieler Bucht. Forschungsbericht Umweltbundesamt und Ber.Inst.Meereskunde Kiel 176, 299pp
- Weliki K., Suess E., Ungerer C.A., Müller P.J., Fisher K. (1983): Problems with accurate carbon measurements in marine sediments and particulate matter in seawater: A new approach. Limnol.Oceanogr 28, 1252-1259

- Westrich J.T., Berner R.A. (1984): The role of sedimentary organic matter in bacterial sulfate reduction: the G model tested. *Limnol.Oceanogr.* 29, 236-249
- Whitfield M., Jagner D. (1981): Marine electrochemistry. Wiley, New York, 529pp.
- Whiticar M.J. (1978): Relationships of interstitial gases and fluids during early diagenesis in some marine sediments. *Diss. Univers. Kiel und Ber. SFB 95* 35, 152 pp.
- Whiticar (1982): The presence of methane bubbles in the acoustically turbid sediments of Eckernförde Bay, Baltic Sea. In: Fanning K.A., Manheim F.T. (eds.), *The Dynamic Environment of the Ocean Floor*, Lexington Books, Lexington (Mass.), pp. 219-235
- Williams L.A., Crerar D.A. (1985): Silica diagenesis, II. General mechanisms. *J.Sed.Petrol.* 55, 312-321.
- Williams L.A., Parks G.A., Crerar D.A. (1985): Silica diagenesis I. Solubility controls. *J.Sed.Petrol.* 55, 301-311.
- Wilson T.R.S., Thomson J., Colley S., Hydes D.J., Higgs N.C., Sørensen J. (1985): Early organic diagenesis; the significance of progressive subsurface oxidation fronts in pelagic sediments. *Geochim.Cosmochim.Acta* 49, 811-822
- Wimbush M., Munk W. (1970): The benthic boundary layer. In: Goldberg E.D. (ed.), *The Sea, Vol.IV*, Wiley, New York pp.731-758
- Winters G.V., Buckley D.E. (1986): The influence of dissolved $\text{FeSi}_3\text{O}_3(\text{OH})_2^0$ on chemical equilibria in pore waters from deep-sea sediments. *Geochim.Cosmochim. Acta* 50, 277-288
- Wollast R. (1974) The Silica problem. In: Goldberg E.D. (ed.), *The Sea. Vol.IV. Marine Chemistry*, Wiley, New York pp. 359-392.
- Wollast R., Mackenzie F.T. (1983): The global cycle of Silica. In: Aston S.R. (ed.), *Silicon Geochemistry and Biogeochemistry*, Academic Press, pp. 39-75.
- Yeats P.A., Sundby B., Bowers J.M. (1979): Manganese recycling in coastal waters. *Mar.Chem.* 8, 43-55.
- Zeitzschel, B. (1965): Zur Sedimentation von Seston, eine produktionsbiologische Untersuchung von Sinkstoffen und Sedimenten der westlichen und mittleren Ostsee. *Kieler Meeresforsch.* 21, 55-80
- Zeitzschel B. (1978): Benthic growth chambers. *Rapp. P.-v. Reun. Cons. Int. Explor. Mer* 173, 31-42.
- Zeitzschel B. (1980): Sediment-water interactions in nutrient dynamics. In: Tenore K.R., Coull B.C. (eds.) *Marine Benthic Dynamics*. Univers. South Carolina Press, Columbia, pp. 195-218.

ANHANG:

Liste der Stationen

1. Kieler Bucht

Sedimenttyp	Station	Datum	Breite	Länge	Wasser- tiefe (m)
Schlick	E	21.5.85	54°32.07'N	10°03.45'E	28
Schlick	H	11.3.85	54°26.8 'N	10°10.3 'E	12
Schlick	D	21.5.85	54°37.10'N	10°19.20'E	22
Schlick	L	5.80	54°32.00'N	10°03.05'E	28
Sandiger Schlick	A	20.5.85	54°31.98'N	10°40.92'E	24
Sandiger Schlick	G	24.6.85	54°33.19'N	10°13.94'E	19
Sandiger Schlick	K	5.80	54°32.18'N	10°02.98'E	25
Schlickiger Sand	F	24.6.85	54°32.7 'N	10°16.56'E	17
Schlickiger Sand	B	20.5.85	54°32.22'N	10°49.04'E	23
Schlickiger Sand	C	20.5.85	54°33.4 'N	10°51.7 'E	19
Schlickiger Sand	J	21.4.80	54°32.24'N	10°02.91'E	20

2. Expedition Polarstern "Arktis I/3": 29.7. - 24.8.1983

Station	Gerät	Datum	Breite	Länge	Wasser- tiefe(m)
A1:	125 SL	3.8.	70°46.06'N	13°48.83'E	2352
A1:	139 SL	7.8.	71°06.59'N	15°14.32'E	1910
A1:	141 SL	7.8.	70°56.63'N	15°28.10'E	2030
A1:	174 SL	13.8.	68°58.79'N	11°08.44'E	2936

3. Expedition Poseidon Reise 119: 16.7.bis 1.8.1985

Station	Gerät	Datum	Breite	Länge	Wasser- tiefe(m)
P119:	284 KG	20.7.	66°54.05'N	08°02.13'E	653
P119:	290 KG	22.7.	68°03.83'N	02°33.74'E	1880
P119:	292 KG	23.7.	67°44.04'N	05°55.19'E	1219
P119:	294 KG	24.7.	66°59.77'N	07°44.68'E	977

4. Expedition Poseidon Reise 128/2: 25.5. - 8.6.1986

Station	Gerät	Datum	Breite	Länge	Wasser- tiefe(m)
P128:	244 KG	26.5.	67°38.97'N	05°47.15'E	1429
P128:	251 KG	27.5.	67°00.35'N	07°47.86'E	946
P128:	258 KG	29.5.	67°43.93'N	05°55.00'E	1244
P128:	281 KG	4.6.	67°39.19'N	05°47.96'E	1426
P128:	284 KG	4.6.	66°59.63'N	07°44.62'E	982

5. Expedition Meteor, Reise 2/1 und 2/2: 19.6. - 16.7.1986

Station	Gerät	Datum	Breite	Länge	Wasser- tiefe(m)
M2:	61 KG	23.6.	67°43.2'N	05°53.8'E	1245
M2:	66 KG	24.6.	67°39.1'N	05°48.0'E	1426
M2:	70 KG	25.6.	67°00.1'N	07°46.7'E	966
M2:	78 KG	27.6.	70°00.4'N	00°04.1'E	3294
M2:	89 KG	30.6.	67°46.7'N	06°00.1'E	1289

(Fortsetzung Meteor, Reise 2/1)

M2:	91 KG	30.6.	67°39.4'N	05°47.4'E	1428
M2:	95 KG	1.7.	67°00.2'N	07°47.6'E	953
M2:	100 KG	4.7.	66°49.4'N	07°57.3'E	606
M2:	101 KG	4.7.	66°59.9'N	07°46.6'E	967
M2:	103 KG	4.7.	67°39.4'N	05°47.5'E	1426
M2:	108 KG	6.7.	70°18.3'N	03°06.6'W	2283
M2:	108 KL	7.7.	70°18.3'N	03°07.4'W	2281
M2:	111 KL	8.7.	68°43.7'N	00°10.1'E	2244
M2:	111 KG	8.7.	68°43.6'N	00°09.7'E	2238
M2:	114 KG	9.7.	68°30.0'N	00°49.4'E	2797
M2:	114 KL	9.7.	68°29.7'N	00°49.1'E	2802
M2:	117 KG	11.7.	67°50.0'N	01°29.7'E	2240
M2:	117 KL	11.7.	67°50.0'N	01°30.3'E	2230

6. Expedition Poseidon Reise 137: 3.2. - 20.2.1987

Station	Gerät	Datum	Breite	Länge	Wasser- tiefe(m)
P137:	175 KG	8.2.	67°37,6 'N	05°48,70'E	1435
P137:	176 KG	9.2.	66°59,36'N	07°44,60'E	980
P137:	186 KG	14.2.	67°37,07'N	05°49,36'E	1436

7. Expedition Polarstern Arktis 4/3: 4.7. - 2.9.1987

Station	Gerät	Datum	Breite	Länge	Wasser- tiefe(m)
A4:	269 KG	7.7.	81°16.3'N	31°26.5'E	200
A4:	280 KG	9.7.	81°34.5'N	31°39.7'E	884
A4:	287 KG	11.7.	81°40.6'N	30°52.6'E	2671
A4:	296 KG	12.7.	81°47.5'N	31°30.3'E	3004
A4:	296 KL	13.7.	81°47.4'N	31°30.1'E	2998
A4:	340 KG	17.7.	82°58.2'N	32°03.0'E	3755
A4:	340 KL	18.7.	82°56.5'N	32°05.0'E	3752
A4:	358 KG	21.7.	84°01.1'N	30°22.1'E	4045
A4:	362 KG	26.7.	85°04.9'N	29°11.2'E	4037
A4:	364 KG	27.7.	85°21.5'N	26°19.9'E	3634
A4:	364 KL	27.7.	85°21.8'N	26°12.9'E	3646
A4:	371 KG	3.8.	86°05.1'N	21°58.9'E	3640
A4:	371 KL	4.8.	86°06.2'N	22°01.5'E	3725
A4:	372 KL	6.8.	86°08.0'N	23°07.0'E	3990
A4:	372 KG	6.8.	86°07.8'N	23°09.5'E	3972
A4:	376 KL	10.8.	85°23.1'N	21°44.1'E	2917
A4:	376 KG	10.8.	85°22.9'N	21°42.5'E	2896

8. Expedition Poseidon Reise 142: 17.10. - 18.11.1987

Station	Gerät	Datum	Breite	Länge	Wasser- tiefe(m)
P142:	1107 KG	22.10.	67°46.4' N	06°01.8' E	1289
P142:	1144 KG	26.10.	66°50.60'N	08°04.00'E	500
P142:	1145 KG	31.10.	66°51.7' N	07°57.2' E	713
P142:	1148 KG	31.10.	66°59.1' N	07°44.2' E	950
P142:	1161 KG	1.11	67°47.0' N	06°05.9' E	1286
P142:	1184 KG	6.11.	67°39.3' N	05°47.5' E	1424

(Fortsetzung Poseidon, Reise 142)

P142: 1197 KG 7.11. 68°01.3' N 02°41.0' E 1704
P142: 1217 KG 10.11. 72°34.1' N 10°28.0' W 2176

9. Expedition METEOR, Reise M7/3: 25.7. - 14.8.1988

Stations-Nr.	Datum	Gerät	Geogr. Position	Wasser- tiefe (m)
METEOR	GIK		Breite Länge	
M7:399	23267-2	27.07. KG	72°00.4 N 04°59.2 E	2974
M7:400	23269-1	27.07. KL	71°26.3 N 00°40.1 E	2867
M7:400	23269-2	27.07. KG	71°26.3 N 00°39.8 E	2872
M7:402	23270-2	28.07. KG	73°10.0 N 00°48.7 W	2755
M7:402	23270-3	28.07. KL	73°09.6 N 00°48.6 W	2713
M7:413	23277-1	31.07. KG	72°02.3 N 00°36.9 W	2697
M7:415	23279-1	31.07. KG	72°03.6 N 00°13.3 W	3099
M7:431	23289-2	03.08. KG	72°22.6 N 01°48.0 E	3309
M7:434	23291-1	03.08. KG	72°23.6 N 01°30.8 E	3177
M7:437	23293-1	04.08. KL	72°37.1 N 06°33.6 W	2571
M7:437	23293-2	05.08. KG	72°37.3 N 06°35.5 W	2574
M7:439	23294-3	05.08. KG	72°22.0 N 10°35.7 W	2224
M7:439	23294-4	05.08. KL	72°22.5 N 10°34.4 W	2216
M7:444	23297-1	08.08. KG	70°00.7 N 00°04.8 E	3295
M7:446	23298-2	08.08. KG	68°19.5 N 01°29.1 E	2755
M7:448	23299-1	09.08. KG	67°46.9 N 06°00.5 E	1305
M7:449	23300-3	09.08. KG	67°39.7 N 05°48.6 E	1437
M7:449	23300-4	09.08. KL	67°39.4 N 05°47.6 E	1429
M7:450	23301-2	09.08. KG	67°00.4 N 07°45.5 E	0981
M7:452	23303-1	10.08. KG	67°39.4 N 05°47.5 E	1427
M7:460	23309-1	13.08. KG	67°39.3 N 05°47.4 E	1423

10. Expedition METEOR, Reise M7/5: 7.9. - 28.9.1988

Stations-Nr.	Datum	Gerät	Geogr. Position	Wasser- tiefe (m)
METEOR	GIK		Breite Länge	
M7:549	23341-3	09.09. MC	70°57.4 N 05°32.4 W	1735
M7:549	23341-4	10.09. KL	70°57.2 N 05°32.7 W	1734
M7:552	23342-4	10.09. MC	71°37.5 N 08°25.1 W	1964
M7:552	23342-6	11.09. KL	71°38.2 N 08°26.7 W	1974
M7:554	23343-2	11.09. KL	72°12.9 N 13°00.3 W	2391
M7:554	23343-5	11.09. MC	72°12.7 N 12°58.5 W	2409
M7:556	23344-2	12.09. KL	71°44.2 N 15°35.1 W	1094
M7:556	23344-5	12.09. MC	71°44.1 N 15°35.0 W	1094
M7:564	23347-2	14.09. KL	70°26.3 N 16°04.8 W	1230
M7:564	23347-5	14.09. MC	70°26.3 N 16°04.7 W	1229
M7:566	23348-4	15.09. MC	70°24.6 N 18°56.3 W	0718
M7:568	23350-2	15.09. KG	70°23.6 N 19°19.9 W	0397
M7:574	23353-4	17.09. MC	70°34.1 N 12°43.7 W	1398
M7:574	23353-5	17.09. KL	70°34.2 N 12°43.3 W	1394
M7:576	23354-5	18.09. MC	70°20.1 N 10°37.8 W	1745
M7:576	23354-6	18.09. KL	70°19.9 N 10°37.7 W	1747
M7:579	23357-3	19.09. MC	70°57.4 N 05°32.9 W	1735
M7:579	23357-4	19.09. KL	70°57.3 N 05°32.6 W	1736

Danksagung

Mein besonders herzlicher Dank gilt meiner Freundin Ursula und meinen Freunden Bodo v.Bodungen, Falk Pollehne und Paul Kähler, die durch häufige Ermutigungen, fruchtbare Diskussionen und praktische Hilfe viel zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben. Herrn Prof.Dr.J.Duinker möchte ich herzlich für die Betreuung meiner Tätigkeit, die Zusammenarbeit, das Vertrauen und den gewährten Spielraum für eigenverantwortliche Arbeit danken.

Den Kollegen in den Sonderforschungsbereichen 95 und 313, innerhalb derer sich der wesentliche Teil meiner Arbeit vollzog, möchte ich für die ständige Bereitschaft zur Zusammenarbeit sowohl an Bord der Forschungsschiffe als auch bei der Auswertung der Ergebnisse sowie für die fachübergreifenden Diskussionen und Anregungen danken; dies gilt insbesondere für die Kollegin Frau Dipl.Geol. E.Vogelsang und die Kollegen Dr.H.Erlenkeuser und Dr.M.Hartmann, die zusätzlich noch unveröffentlichtes Datenmaterial zur Verfügung stellten.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft möchte ich für die finanzielle Unterstützung der verschiedenen Projekte danken, aus denen sich die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit entwickelt haben.

Mein besonderer Dank für die kompetente, technische Hilfe bei der Gewinnung des umfangreichen Datenmaterials dieser Arbeit gilt Herrn Thomas Körner. Bei der Umsetzung der Gedanken zu dieser Arbeit in ein druckfähiges Erzeugnis halfen Dipl.Geol. Bernhard Lapp, Herr Pomrehn und Herr Viergutz.